

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geotechnologie



Markéta Krajínová

**Vliv zemětřesení na hladiny podzemní vody v západních
Čechách/Vogtland.**

**Earthquake influence on groundwater levels in West
Bohemia/Vogtland.**

Bakalářská práce

Vedoucí závěrečné práce: prof. RNDr. Tomáš Fischer, Ph.D.

Praha, 2018

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Roztokách, 18. 5. 2018

Podpis

Poděkování:

Ráda bych poděkovala svému školiteli prof. RNDr. Tomáši Fischerovi, Ph.D. za vedení práce, ochotu, cenné rady a připomínky. Také chci poděkovat Dr. Ulrichu Kochovi, Romaně Omáčkové (Lázně Františkovi Lázně a.s.), RNDr. Heleně Voborníkové a Tomáši Vylitovi za poskytnutí pomoci a ověření informací k jednotlivým vrtům.

V Roztokách, 18. 5. 2018

Markéta Krajínová

ABSTRAKT

Tato bakalářská práce pojednává o možných mechanismech vlivu zemětřesení na hladiny podzemních vod v regionu západních Čech a německého Vogtland. V práci je popsána geologie, hydrogeologie i zemětřesná aktivita oblasti. Dále jsou popsány možné mechanismy změny hladiny podzemní vody po zemětřesení a jsou uvedena pozorování ze světa i České Republiky. Oblast západních Čech/Vogtland je významná zemětřesnými roji do $M_L=4$. Praktická část práce se proto zabývá vlivem tří zemětřesení s hypocentrem poblíž Nového Kostela v západních Čechách roku 2014. První s $M_L=3,5$, druhé s $M_L=4,4$ a třetí s $M_L=3,6$. V práci jsou analyzovány záznamy hladin podzemní vody z celkem 28 vrtů z lokalit: Františkovy Lázně, Lázně Kynžvart, Karlovy Vary, Německo a ze sokolovské pánve. Polarita změny hladiny podzemní vody po zemětřesení je následně porovnána s polem objemového přetvoření vyvolaného zemětřesením. Na několika místech byla nalezena všeobecná shoda mezi těmito veličinami, což naznačuje možný vliv statické změny napětí generované zemětřesením na hladinu podzemní vody.

ABSTRACT

This Bachelors thesis focuses onto possible earthquake influence on groundwater levels in West Bohemia/Vogtland area. The thesis describes geology, hydrogeology and seismic activity of the area. Further describes possible earthquake influence on ground water level and mentions world and local sightings. The area is known for its earthquake swarms up to $M_L=4$, therefore the thesis also deals with an influence of three local earthquakes. They occurred in 2014 with hypocentre near Nový Kostel in West Bohemia and their magnitudes were $M_L=3,5$; $4,4$ and $3,6$. The thesis further analyses ground water level records of 38 wells at localities: Františkovy Lázně, Lázně Kynžvart, Karlovy Vary, Německo and sokolovská pánev. A polarity of ground water level change after the earthquakes is compared to volumetric strain caused by the earthquakes. Overall agreement is found at few sites, which indicates possible effect of earthquake generated static stress change to the ground water level.

OBSAH

1	Úvod.....	1
2	Studovaná oblast.....	2
2.1	Geologie	2
2.1.1	Členění a charakteristika	2
2.1.2	Neotektonická aktivita	3
2.1	Seismická aktivita.....	4
2.2	Hydrogeologie	5
2.2.1	Hydrogeologické provincie	5
2.2.2	Atmosférické srážky.....	6
2.2.3	Minerální a termální vody	6
2.3	CO ₂	9
3	Zemětřesení a hladina podzemní vody	10
3.1	Popis zemětřesení	10
3.2	Atmosférický tlak	12
3.3	Zemské slapy	12
3.4	Vliv zemětřesení.....	13
3.4.1	Změny propustnosti.....	14
3.4.2	Poroelastické procesy.....	16
3.4.3	Dosavadní pozorování v západních Čechách/Vogtland.....	19
4	Použitá data a metody	20
4.1	Neproplyněné vody ve vrtech.....	21
4.2	Proplyněné vody ve vrtech	22
4.3	Lokace a mechanismy zemětřesení 2014	23
4.4	Změna napětí v důsledku zemětřesení.....	24
5	Analýza a Výsledky	25
5.1	Hladiny a průtoky	25

5.2	Pole přetvoření.....	31
6	Diskuze	33
7	Závěr	34
	Seznam použité literatury.....	35

1 ÚVOD

Je známo, že hladinu podzemní vody (HPV) ovlivňují slapové jevy, atmosférický tlak i zemětřesení. Už před 2000 lety si Plinius Starší (Řím, 23-79 n. l.) všimnul nových pramenů, které se objevily po zemětřesení (Wang a Manga, 2015). Jeden z prvních zaznamenaných projevů HPV na zemětřesení v České republice bylo krátkodobé přerušení výtoku pramenů v Teplicích, 1.1.1755 po lisabonském zemětřesení (Krásný et al., 2012). Dalšími významnými hydrologickými projevy po zemětřesení je změna hladiny ve studních, erupce gejzírů a bahenních sopek, změny propustnosti hornin a změny teploty pramenů (Wang a Manga, 2010). Od té doby bylo zaznamenáno mnoho dalších post-seismických (po zemětřesení) projevů a vznikly hypotézy pokoušející se tyto jevy vysvětlit. Některé projevy v blízkosti epicentra mohou být vysvětleny poroelastickými změnami v reakci na změnu pole napětí po zemětřesení. Hydrologické projevy byli ale pozorovány až 1000 km daleko od epicentra a ty se naopak vysvětlují změnou propustnosti v důsledku uvolňování či uzavírání pórů, nebo mobilizací bublin (Wang a Manga, 2010).

Na území České republiky je seismicky (zemětřesně) aktivní mariánskolázeňský zlom, který se nachází poblíž Nového Kostela v chebské pánvi. Seismicita je dozvukem neogenního vulkanismu spolu s hydrotermálními prameny a výrony CO₂. Většina seismicity má charakter rojů (vice malých otřesů najednou) s magnitudem do 5 (Fischer et. al, 2014).

Cílem práce je zhodnocení možných mechanismů změny HPV po zemětřesení a porovnání dat hladin z regionu západních Čech/Vogtland. Z Františkových Lázní, Karlových Varů, sokolovské pánve, Lázní Kynžvart a německé oblasti Vogtland pro rok 2014, kdy nastala tři významná zemětřesení. A to 24. 5. 2014 o $M_L=3,5$ (lokální magnitudo), 31. 5. 2014 o $M_L=4,4$ a 3. 8. 2014 o $M_L=3,6$ všechny s hypocentrem v hloubce ~8 km pod Novým Kostem. Změny hladiny kolem prvních dvou zemětřesení budou porovnány s modelem změny napětí na povrchu zemské kůry.

2 STUDOVANÁ OBLAST

Studovaná oblast leží v regionu západních Čech a německého Vogtland. Je zhruba vymezena Lázněmi Kynžvart na jihu, Karlovými Vary na východě. Dále městem Bad Elster na severu a na západě hranicí České republiky.

2.1 Geologie

2.1.1 Členění a charakteristika

Vymezená oblast leží v severozápadní části Českého masivu. Ten je pozůstatkem variského orogénu, který vznikl srážkou kontinentů Gondwany a Laurussie před více jak 300 miliony lety (Chlupáč et al., 2011). V oblasti můžeme rozlišit tři geologické části Českého masivu¹ (Obr. 2). Sasko-durynské pásmo je součástí před-variského podkladu Českého masivu, terciérní pánve (chebská a sokolovská pánev) a neogenní vulkanity jsou součástí platformního pokryvu (dělení podle Cháb et al., 2008).

Sasko-durynské pásmo (saxothuringikum) zasahuje na území Čech jen jeho jižním okrajem. Skládá se převážně z metamorfovaných hornin durynsko-vogtlandského paleozoika (fylity, zelené břidlice, kvarcity), granity a granodiority smrčinského a karlovarského plutonu a také z krušnohorského krystalinika, které do vymezené oblasti nezasahuje (Chlupáč et al., 2011).

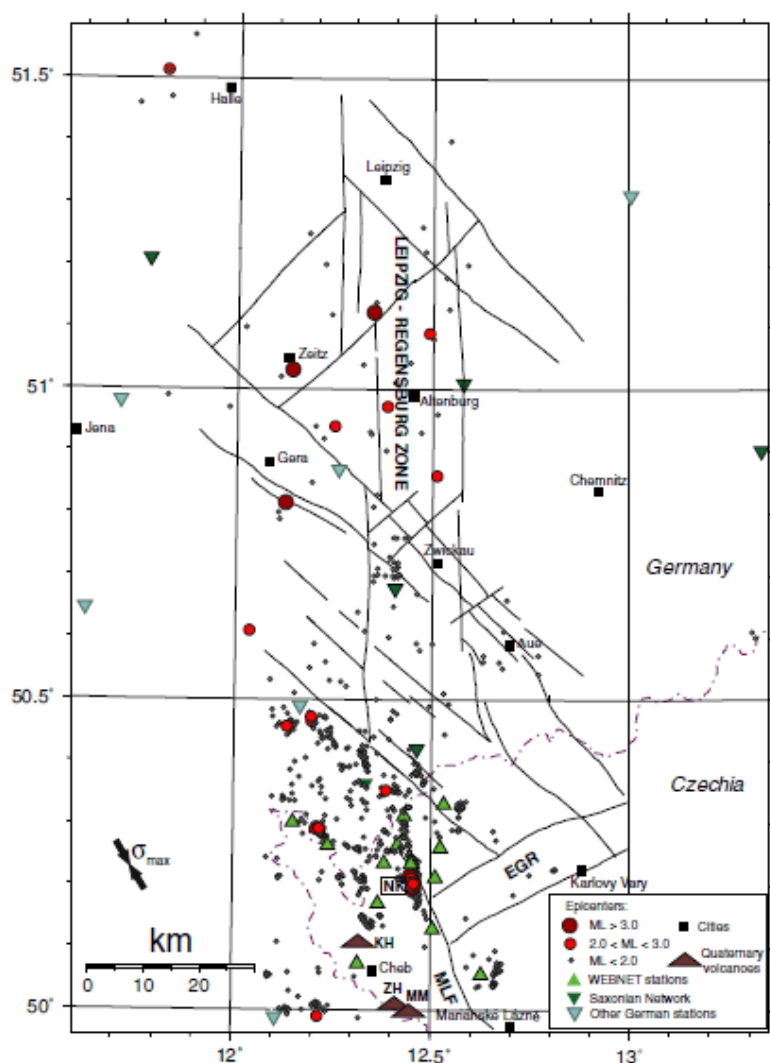
Neogenní vulkanismus v Čechách probíhal podél oherského riftu, který je jednou z větví evropského kenozoického riftového systému a jeho dozvuky můžeme pozorovat v oblasti západních Čech dodnes (výrony CO₂, seismická aktivita). Podél riftu rozlišujeme dvě vulkanická centra. Doupovské hory, které byli původně stratovulkánem a České středohoří, ze kterého máme dnes zachované odkryté lokality, pně a přírodní dráhy vulkánů. Kvartérní vulkanismus oblasti dokládají vulkány Komorní hůrka, Železná hůrka a maar Mýtina. (Chlupáč et al., 2011)

Chebská a sokolovská pánev jsou limnické pánve vzniklé v důsledku poklesu kůry po neogenním vulkanismu. Obě jsou zhruba 300 m hluboké. Podle Kolářové (1965) v nich probíhá sedimentace od miocénu až po současnost. Pánve nabývají velkému významu kvůli obsahu hnědouhelných slojí a minerálních pramenů. Jejich výplň tvoří jezerní a říční jíly, písky a štěrky, častý je také vulkanický materiál (Chlupáč et al., 2011).

¹ Seismicky aktivní oblast západních Čech leží i v tepelsko-barrandienském a mariánskolázeňském pásmu. Vzhledem k tomu, že v oblasti nemám vrty, rozhodla jsem se je nepopisovat.

2.1.2 Neotektonická aktivita

Západními Čechy/Vogtland prochází Eger rift (ohárecký rift, EG), který je 300 km dlouhý a orientovaný VNV-ZSZ. Jeho hlavním morfologickým jevem je Eger graben (příkopová propadlina, EG). V chebské pánvi se kříží s 700 km dlouhou a 40 km širokou zlomovou zónou Regensburg-Leipzig-Rostock (RLR), která je orientována S-J. V RLR převládají zlomy stejné orientace s několika seismickými centry (Fischer et. al. 2014). V chebské pánvi je součástí RLR Cheb-Domažlice graben (CDG), která je z východu omezena mariánskolázeňským zlomem (MLF). Ten dává chebské pánvi asymetrický tvar (Štěpančíková et. al, 2017). Zlom je 100 km dlouhou a až 400 m vysokou téměř svislou stěnou. Je orientovaný SSZ-JJV a prochází seismicky aktivním centrem Nový Kostel (NK), zlomové zóny jsou ukázané na Obr. 1 (Fischer et. al. 2014). (Bankwitz et. al, 2003) podotýká na další možnou seismicky aktivní zlomovou zónu procházející NK, Počátky-Plesná (PPZ) s orientací S-J.



Obr. 1: Zlomová pásma v oblasti západních Čech/Vogtland s epicentry zemětřesení pro období 1991-2011 (Fisher et al., 2014). Eger rift (EGR) protíná mariánskolázeňský zlom (MLF), který je součástí zóny Regensburg-Leipzig-Rostock.

2.1 Seismická aktivita

Instrumentální seismická měření probíhají v oblasti Vogtland od roku 1962 a v západních Čechách od roku 1985/86. Dnes je oblast monitorována lokální sítí WEBNET s 23 seismickými stanicemi (Fischer et. al, 2014). V okolí ohnisek zemětřesení se nachází stanice Nový Kostel (NKC), Vackov (VAC) a Luby (LBC).

Současná seismická aktivita probíhá poblíž Nového Kostela, kde se uvolnilo více než 90 % (pro 1991-2017) seismického momentu (viz kapitola 3.1) z celé oblasti západních Čech/Vogtland (Jakoubková et. al, 2017). Místa minulých hypocenter zemětřesení ukazují na to, že seismicky aktivní oblast je 2 km úzký, 12 m dlouhý pruh (SSZ). Většina hypocenter sleduje linii pod azimutem (strike) 169° , se sklonem (dip) $70-80^\circ$ a v hloubce 6,5-11 km (Obr. 1). Ojediněle až v hloubce 13 km (Fischer et al. 2014). Seismická aktivita oblasti má převážně charakter zemětřesných rojů (velký počet malých otřesů odehrávající se na malém prostoru, které mohou trvat až několik měsíců) s $M < 4$. Méně často se v oblasti vyskytuje série typu hlavní otřes-dotřesy (jedno silné zemětřesení následováno menšími otřesy), což je případ zemětřesení 2014. Významné zemětřesné roje se odehrály roku 1985/1986 ($M_{Lmax} = 4,6$), 1997 ($M_{Lmax} = 3,0$), 2000 ($M_{Lmax} = 3,3$), 2008 ($M_{Lmax} = 3,8$) a 2011 ($M_{Lmax} = 3,7$), (Jakoubková et al., 2017). Fischer et al. (2014) zjistil, že orientace napětí (maximální komprese) oblasti je pod azimutem $135-155^\circ$ a s odklonem od horizontální plochy $25-45^\circ$.

Jakoubková et al. (2017) rozlišuje v ohnisku NK čtyři zlomové plochy, které označuje A (strike/dip, $166^\circ/76^\circ$), B ($352^\circ/75^\circ$), C ($162^\circ/56^\circ$) a D ($40^\circ/60^\circ$). Plocha A byla aktivní při zemětřesení 2000 a 2008, B roku 1997 a 2011, C v roce 2011 a D roku 2014. (Fischer et. al, 2013) uvádí, že hlavní mechanismus ohniska (viz kapitola 3.1) oblasti je pod azimutem (strike) $165-180^\circ$, což odpovídá N-S PPZ a dále i $300-310^\circ$ a $35-45^\circ$. Převládajícím mechanismem je levostranný/pravostranný horizontální posun.

2.2 Hydrogeologie

2.2.1 Hydrogeologické provincie

Hydrogeologický masiv je jedna z hydrogeologických provincií Českého masivu tvořena před-variským podkladem. Převažuje puklinová propustnost. Různá intenzita rozpukání a zvětření hornin má za následky až několika řádové rozdíly v propustnosti. V masivu rozlišujeme tři vertikální zóny. Svrchní (zvětralinová) zónu, která je několik metrů mocná přípovrchová vrstva. Její propustnost je průlinová a spolu se střední puklinovou zónou vytváří přípovrchový kolektor. Střední (puklinová) zóna je většinou pravidelně rozpukaná s puklinovou propustností a přechází do spodní (masivní) zóny. Ta má ojedinělý výskyt puklin, které někdy ale umožňují regionální proudění vody (Krásný et al., 2012). Rukavičková (2006) zjistila v rozpukáném granitu Krušných hor hydraulickou vodivost do 100 m hloubky od $1,01 \cdot 10^{-9}$ po $2,56 \cdot 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$ (odpovídá velmi slabě až nepatrně propustnému prostředí).

Značný vliv na hydraulické vlastnosti chebské pánve (provincie terciérních pánví) má její horizontální litologická stavba. Polohy písků, štěrků, pískovců a slepenců tvoří většinou kolektory a jíly, jílovce a prachovce tvoří izolátory, proto můžeme v pánvi rozlišit dva kolektory oddělené mezilehlým komplexem izolátorů (Krásný et al., 2012). Spodní zvodnělý komplex kolektorů obsahuje několik napjatých zvodní s puklinovou i průlinovou propustností, jeho doplňování probíhá v okrajových částech pánve podél zlomů. Svrchní zvodnělý komplex má převahu vody průlinové, doplňuje se přímou infiltrací srážkových vod. Odvodnění spodního kolektoru převážně probíhá v údolí řeky Slatinky (Františkovy Lázně) a prostoru rezervace Soos. Samotná pánev je odvodněna převážně řekou Ohře (Kolářová, 1965). Krásný et al. (2012) uvádí hydraulickou vodivost v pánvi od desítek m/den (písky, štěrky, dosti silně propustné prostředí) až po 10^{-4} m/den (jíly, nepatrně propustné prostředí).

V sokolovské pánvi (provincie terciérních pánví) je nejvýznamnější akumulací podzemní vody bazální kolektor vázaný na kaolinitické jíly a písky. Jeho propustnost (nízká propustnost) je různorodá, s přechody od průlinové až po puklinovou. K doplňování vod dochází nejspíš ze svahů Krušných hor puklinovými systémy. Hlavním tokem je řeka Ohře. Hydrogeologické poměry pánve velmi ovlivňuje rozsáhlá povrchová těžba hnědého uhlí. Původní přípovrchový kolektor byl hlavním zdrojem podzemní vody a proudění bylo v kolektoru velmi pomalé (Krásný, 2012).

Neovulkanity mají převahu průlinové propustnosti v pyroklastických horninách a puklinovou propustnost v pevných horninách. V Doupovských horách jsou významné zvodnělé systémy v přípovrchové zóně zvětralin a rozpukání. V Českém středohoří je propustnost mnohem nižší, různorodá a vytvářejí se zde spíše malé přípovrchové zvodnělé systémy. Odvodňovány jsou převážně řekou Ohří a České středohoří navíc Labem (Krásný, 2012).

2.2.2 Atmosférické srážky

Množství srážek, jako primární zdroj vody České republiky, je výrazně ovlivněno nadmořskou výškou. Na hydrogeologickém masivu (~200-1200 m.n.m) je roční úhrn srážek 500-1200 mm. Pro chebskou pánev (~430-480 m.n.m) je roční úhrn srážek 600 mm a sokolovskou pánev (~400-500 m.n.m) 600-700 mm. V Doupovských horách (až 934 m.n.m) to je 600-700 mm a Českém středohoří (až 837 m.n.m) 500-700 mm (Krásný, 2012).

2.2.3 Minerální a termální vody

Západočeská oblast minerálních vod karlovarského typu je jednou z minerálních oblastí hydrogeologického masivu. Vody se vyznačují vysokým proplyněním CO_2 , zvýšenou teplotou a vysokým obsahem minerálů (Na , SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^-). Vody sledují tektonické zóny, tachovsko-domažlický příkop (SSZ-JJV) a jemu paralelní zlomy, jako je mariánskolázeňský zlom a s nimi křížící se Eger rift (ZJZ-VSV). Infiltrovaná srážková voda se v hloubce ohřívá, obohacuje se plyny a minerály. Poté vystupuje v okolí Karlových varů, Františkových Lázní a Mariánských lázní, dále v okolí Lázní Kynžvart, Jáchymova, Skalné, ale i v Německu (Bad Brambach, Bad Elster²), (Krásný, 2012). Vody chebské pánve mají také vysoké proplynění CO_2 a místy vysoké mineralizace, naopak jsou chladnější (průměrná teplota rezervace Soos je 17,7 °C). Minerální voda má původ v podloží pánve (ve smrčinském plutonu), kde se míchá srážková voda s fosilními solankami a drénuje se v oblasti Františkových Lázní a národní přírodní rezervace Soos (Krásný, 2012). Některé údaje k minerálním a termálním vodám jsou uvedeny v Tab.1 a jejich výskyty jsou ukázány na Obr. 2.

Vody Karlových Varů vyvěrají v údolí řeky Teplá z karlovarského plutonu a sledují linii (karlovarská zřídelní linie) směru SSZ-JJV. Prameny Vřídlo, Sadový, Libuše a další (Krásný, 2012).

² Popisují i Bad Brambach, protože dva vrty (Gürth, Hennebach) leží poblíž.

Lázně Kynžvart leží na jihozápadních svazích Slavkovského lesa. Voda vyvěrá z území tvořené granitem (karlovarský pluton), amfibolitem, pararulou i fylitem ve dvou místech. Prameny Marie, Viktor, Nový, Helena a Richard (150 m dál od ostatních), (Krásný, 2012).

Františkovy lázně leží na západním okraji chebské pánve na tektonickém styku smrčinského plutonu s metamorfovanými horninami krystalinika. Vody vystupují v údolí řeky Slatinky podél tektonické linie (Františsko-Lázeňský koridor) směru V-Z (Mackovič, 2014). Kolářová (1965) rozlišuje dva druhy pramenů, ty, u nichž teplota závisí na atmosférické teplotě a obsah CO_2 závisí na teplotě a barometrickém tlaku s nízkou mineralizací (Plesná, Nový Kostel, Prameny a další), což ukazuje na spojitost s povrchovými vodami. A ty s vysokou a stálou teplotou a vysokým obsahem CO_2 (Hájek, Povodí, Tršnice a další) ukazující na spojitost s hlubšími vodami.

Minerální vody Bad Brambach jsou vysoce radioaktivní izotopem ^{222}Rn o aktivitách 1,5-26 kBq/l. Nejvýznamnějším pramenem je Wetтинquele (26 kBq/l), který je zachytáván v tektonicky porušeném granitu (smrčinský pluton), (Koch a Heinicke, 2011). Bad Elster jsou největší lázně Saska a jde převážně o železnaté a uhličitě vody (Janoška, 2011).

Tab. 1: Charakteristika minerálních a termálních vod vybraných lázní (vytvořeno podle informací z Krásný, J, 2012; Koch a Heinicke, 2011; Janoška, 2011).

U Německých lázních nebyli dohledány některé informace takové, aby se dali považovat za důvěryhodné.

	mineralizace g/l	teplota °C	převládající typ vody	vydatnost	obsah CO_2 g/l
Karlovy Vary	6,4-6,8	30-73	Na-HCO ₃ -SO ₄ -Cl	34 l/s (Vřídlo), 100 l/min (ostatní)	0,012 (sadový p.)
Lázně Kynžvart	0,2 – 1,7	7-9	Ca-Mg-HCO ₃	60 l/min	2,3-2,7
Františkovy Lázně	2-23	9-11, 13,5 (Glauber)	Na-HCO ₃ -SO ₄ -Cl	3-4 l/s, 22-28 l/s (odtok do Slatinky)	2-3,1
Bad Brambach	2,5	-	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	-	2,6-2,8
Bad Elster	1-4	43 (v 1,2 km hloubce)	Na-SO ₄ -Cl-HCO ₃	-	0,8-2,8

2.3 CO₂

Výrony CO₂ v západních Čechách/Vogtland jsou post-vulkanickými exhalacemi z hloubky 25-40 km z přeměněného pláště magmatickými procesy. Na plášťový původ plynů poukazuje i výskyt vysokého poměru izotopů $^3\text{He}/^4\text{He}$ a to kolem 6,32 Ra (Ra je jednotka poměru $^3\text{He}/^4\text{He}$ v atmosféře, plyny kůry mají poměr $<0,1$ Ra) a $\delta^{13}\text{C}$ -2 ‰ (Kämpf et al., 2013). Na povrch se plyn dostává ve formě mofet (Obr. 3), pramenů anebo suchého výronu. Linie výronů vede od Schönbergu přes Soos k mofetě Bublák. Kolářová (1964) uvádí, že obsah CO₂ z celkového obsahu plynů pramenů chebské pánve kolísá v rozmezí 65-99,99 %. Další významné výrony jsou kolem Františkových Lázní, Mariánských Lázní a Karlových Varů. Plyn je za určitých tlakových a teplotních podmínek rozpuštěn ve vodě, u povrchu se tlakové podmínky mění a plyn uniká z vody.

V chebské pánvi se výrony nachází v její střední a severozápadní části, podél poruchového pásma Nebanice – Soos a hlavního poruchového pásma v údolí Plesné a Mlýnského potoka (Kolářová, 1964). Kämpf et al. (2013) uvádí, že průtok plynů na mofetách v chebské pánvi pro rok 2009 je 1,38-30,040 l/h.

Fischer et al. (2017) poukazuje na možnost, že fluida prostupující zlomovým prostředím generují aftershocky, které jsou v oblasti pozorovány.

Obsahy CO₂ v jednotlivých lázních jsou uvedeny v Tab. 1.



Obr. 3: Mofeta v chebské pánvi, foto: Markéta Krajínová, 2016

3 ZEMĚTŘESENÍ A HLADINA PODZEMNÍ VODY

3.1 Popis zemětřesení

Základním parametrem pro popis zdroje zemětřesení je magnitudo M . Vyjadřuje velikost zemětřesení a je založeno na amplitudě vln zaznamenaných na seismogramu, opravených na vzdálenost od epicentra a hloubku hypocentra. Jeho hodnoty jsou kladná čísla. Starším parametrem pro vyjádření velikosti zemětřesení je lokální magnitudo M_L (Richterova škála), také založené na amplitudě záznamu a vzdálenosti od epicentra. Jejich výhodou je jednoduché určení ze záznamu a to, že jejich velikost odpovídá lidmi pozorovanými jevy (3 - pocítitelné, 5 - malé poškození budov, 7 - velké poškození budov). Jsou pouze empirickými vztahy, tudíž nemají fyzikální význam (Stein a Wysession, 2003).

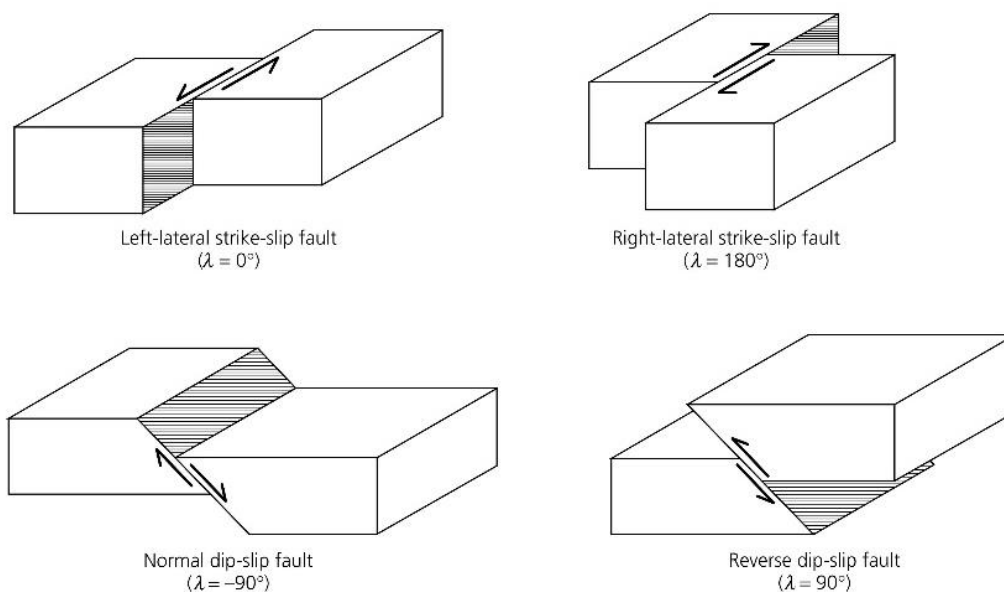
Seismický moment M_0 ($N \cdot m$) nejlépe popisuje velikost a energii zemětřesení. Je určený součinem velikosti pohybu na zlomu D (m), plochy zlomu A (m^2) a střižného modulu G (Pa), (rovnice 1). Hodnoty se pohybují mezi 10^{30} (dyn/cm)³ pro zemětřesení, 10^{12} pro mikrozemětřesení až po 10^5 pro mikrotrhliny na laboratorních vzorcích (Aki a Richards, 2009).

$$M_0 = A * G * D \quad (1)$$

Při zemětřesení dochází k pohybu na zlomu. Rozlišují se čtyři základní pohyby (Obr. 4), horizontální posun (strike-slip, pravostranný nebo levostranný), pokles (normal) a přesmyk (thrust, reverse). Jejich kombinací vznikají složitější pohyby. Ohniskový mechanismus (focal mechanism) značí geometrii pohybu zlomu při zemětřesení. Epicentrem prochází samotný zlom a pomocná plocha, ty rozdělují prostor na kvadranty. Ve dvou dochází k dilatanci (zvětšení objemu) a v dalších dvou ke kompresi (zmenšení objemu). Mechanismus se určuje prvním nasazením P-vln na stanicích. Pokud dojde k pohybu hmot u epicentra od seismické stanice, dochází k dilatanci a pokud se hmoty pohnou ke stanici, dochází ke kompresi. Pohyb způsobují dvě dvojice sil opačné orientace, jedna dvojice působí podél zlomové plochy a druhá podél pomocné plochy. Pro vyjádření mechanismu ohniska se používá stereografické projekce (elementární koule kolem ohniska), kterou ukazuje Obr. 5. Orientace zlomové plochy se určuje azimutem (strike), kde sever je na vrcholu projekce. Zlomová plocha má azimut mezi $0-180^\circ$ a pomocná plocha mezi $180-360^\circ$. Sklon plochy (dip) je určen do 90° od horizontální plochy (Stein and Wysession, 2003). Dále se

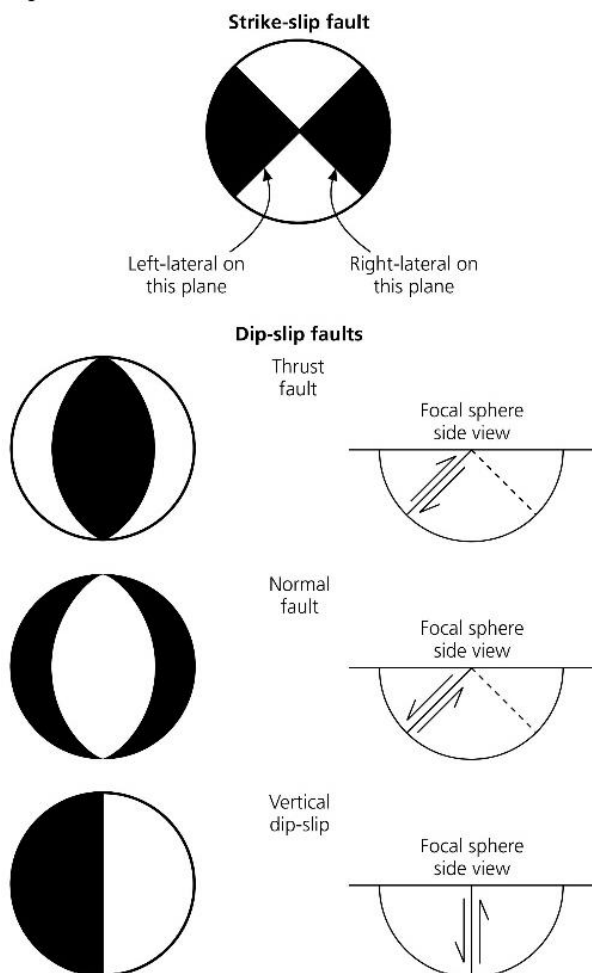
³ Dyn je CGS jednotka síly, $\text{dyn} = \text{g} \cdot \text{cm/s}^2$, z čehož plyne, že $1 \text{ N} = 10^5 \text{ dyn}$ (Mikulčák, 2014).

popisuje pohyb na zlomu velikostí pohybu (net-slip) a úhlem posunu na zlomové ploše (rake), definovaný od -180° až 180° (Aki a Richards, 2009).



Obr. 4: Základní typy posunů na zlomech (Stein a Wysession, 2003).

První je levostranný horizontální posun, druhý pravostranný horizontální posun, třetí pokles a čtvrtý přesmyk (Stein and Wysession, 2003).



Obr. 5: Mechanismy ohniska pro různé typy posunů na zlomech (Stein and Wysession, 2003). Černá značí kompresi a bílá dilatanci. Linie rozděľující barvy je zlomová plocha a druhá linie je pomocná plocha.

3.2 Atmosférický tlak

Atmosférický tlak je síla na jednotkovou plochu vyvolaná tíhou sloupce vzduchu. Snižuje se se zvyšující se nadmořskou výškou, ale mění se i v čase. Mění se jak globálně slapovými jevy (12 h a 24 h perioda) a změnami teploty vzduchu (24 h perioda), tak i lokálně (neperiodické). Lokální změny závisejí na meteorologických podmínkách, tvorbě tlakových níží a výší a na tvorbě front (Kemel, 2000).

Zvýšení atmosférického tlaku vyvolává snížení hladiny (vzduch na hladinu tlačí) a naopak. Dobré shrnutí vlivu atmosférického tlaku na HPV podává Fileccia (2011). Odezva na atmosférický tlak je v napjaté zvodni (i ve vrtu) okamžitá. Velikost změny HPV závisí na napětí zvodně, tuhosti horniny a tíhy vody. Velký vliv na hladinu u volné zvodně má vzduch v nesaturované zóně. Změna atmosférického tlaku se k hladině vrtu dostává okamžitě, ale se zpožděním k HPV zvodně, protože se musí vzduch dostat z anebo do nesaturované zóny. Ve skutečnosti je měřená hladina ve vrtu zpožděná tím, že se musí nejdříve vyrovnat s hladinou zvodně, a to kvůli vlastnostem vrtu (délce a druhu perforování) a zvodně (velikost propustnosti). Koch a Heinicke, (2011) poukazuje na to, že přítomnost CO₂ ve zvodni navyšuje změny HPV způsobené atmosférickým tlakem.

Jelikož atmosférický tlak může zamaskovat změny hladiny z jiných vlivů, je vhodné vliv atmosférického tlaku z dat odstranit. K tomu se nejčastěji používá funkce BE (barometric efficiency). Více v Roeloffs (1988) a Fileccia (2011).

3.3 Zemské slapy

Zemské slapy jsou pohyby pevných hmot Země v závislosti na gravitaci slunce a měsíce. V ose země měsíc, či slunce je největší amplituda slapu a v ose kolmé je nejmenší (částice jsou vtahovány do středu Země). Výsledná amplituda slapu na určitém místě závisí na jejich vzájemné pozici. Jednotlivé složky zemských slapů mají svoje periody rozložené blízko 12 a 24 hod. Ze záznamu HPV lze nejlépe určit složky O1 s periodou 25,81 hod. a M2 s periodou 12,42 hod. (Roeloffs, 1996). Rojstaczer a Riely (1990) uvádějí, že složky O1 a M2 mají ze všech složek v signálu největší energii a jsou ve frekvencích, kde má signál atmosférického tlaku málo energie.

HPV osciluje inverzně (velká amplituda způsobuje „roztážení“ hornin a pokles HPV) k signálu slapů. Objemové přetvoření zvyšuje pórový tlak ve zvodni, což způsobuje oscilace HPV (Elkhoury et. al, 2006). Roeloffs (1996) uvádí, že přetvoření vyvolané zemskými slapy

se nedá přesně určit, protože elastické vlastnosti země nejsou úplně známy a další přetvoření je vyvoláno zatížením kůry oceánskými slapy. Také poukazuje na to, že pokud se ze záznamu hladiny a dilatometru (měření lineární deformaci horniny) odstraní složky M2 a O1, pak můžeme pozorovat zpožděnou fázi hladiny oproti dilatometru. Může to být způsobeno tokem vody do nebo z vrtu. Pokud je propustnost kolektoru malá, pak jsou oscilace hladiny výrazně zpožděny oproti slapům.

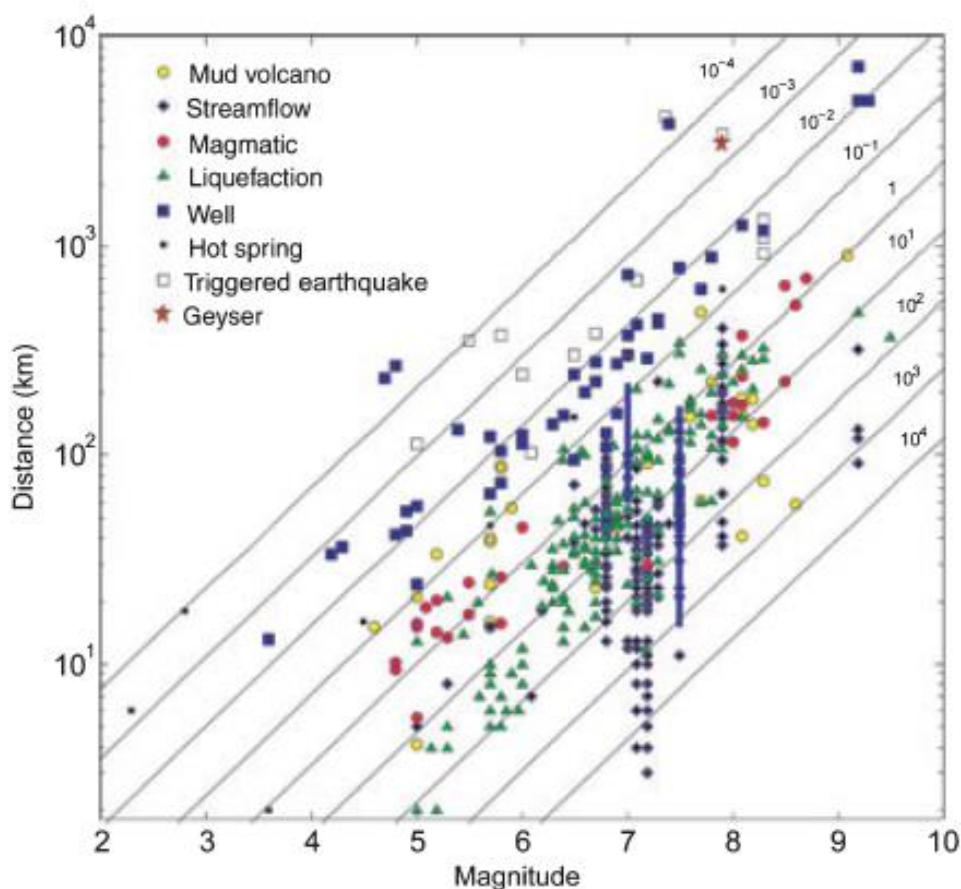
3.4 Vliv zemětřesení

V minulosti byla změna hladiny podzemní vody pozorována jak před zemětřesením (Roeloffs a Quilty, 1997), tak i okamžitě po zemětřesení. Pozorováno bylo snížení hladiny (Gaždová et al., 2011), ale i zvýšení hladiny (Elkhoury et al., 2006; Roeloffs a Quilty, 1997). Změny hladiny se navíc mohou projevit i jako zvýšený či snížený průtok potoků a pramenů (Wang a Manga, 2015). Manga (2012) uvádí, že v přírodních hydrogeologických systémech má HPV tendenci stoupat a případy jejího poklesu jsou ojedinělé. Po nějaké době se HPV většinou vrátí ke svým původním hodnotám, což může trvat od několika hodin až po pár let.

Podle Manga (2012) se v blízké zóně (do vzdálenosti jedné délky zlomu od epicentra) uplatňují velké dočasné, téměř okamžité změny napětí a trvalé statické změny napětí, HPV má také téměř okamžitou odezvu. Střední zóna (jedna až několik délek zlomu) má pozvolnější průběh změny HPV a zároveň i ve vzdálené zóně (mnoho délek zlomu) jsou statické změny malé a uplatňují se spíše dynamické změny napětí (vibrace). Velikost změny HPV je ovlivněna vzdáleností pozorování od hypocentra, magnitudem zemětřesení (jejich vzájemný vliv na různé post-seismické projevy ukazuje Obr. 6), ale i vlastnostmi horninového prostředí a hydrogeologickými poměry jako je napětí zvodně.

Možné mechanismy vyvolávající změnu HPV můžeme rozdělit podle změn napětí, které je vyvolávají. Statické napětí má za následek otevírání, či uzavírání pórů (poroelasticita) a dynamické napětí má za následek změnu propustnosti. Pokud jsou napětí velká, může dojít k otevření nových cest (Manga et al., 2012)⁴.

⁴ V práci se jimi nezabývám, protože napětí vyvolaná zemětřesením jsou většinou slabá.



Obr. 6: Rozložení různých odezvy na zemětřesení v závislosti na magnitudu M a vzdálenosti r (Wang a Manga, 2010)

Také jsou ukázány vůči hustotě seismické energie e ($J.m^{-3}$, maximální seismická energie, která může v jednotkovém objemu konat práci, může být určena z M a r). Můžeme pozorovat přibližně lineární závislost M a r na různých typech odezvy, dobře to je vidět na studních, naopak průtok potoky takovou závislost příliš neukazuje. Také je vidět, že různé druhy odezvy potřebují různou e .

3.4.1 Změny propustnosti

(Elkhoury et al., 2006) uvádí, že většina změn HPV může být vysvětlena nějakou formou změny propustnosti. Ta je odezvou na cyklické deformace po průchodu seismických vln typu R, S nebo L.

a. Mobilizace částic

V přírodním horninovém prostředí mohou být póry a pukliny vyplněny koloidními částicemi (1nm-10 μ m velké dispergované v roztoku), které byly prostředím zachyceny po průchodu podzemní vody. Ucpávání je chemické (usazování z roztoku) a fyzikální (zachycení částice). Filtrace vody horninovým prostředím snižuje propustnost a uvolnění těchto částic může propustnost zvyšovat.

(Manga et al., 2012) shrnuje možný mechanismus mobilizace částic. Průchodem seismických vln může být vyvolán tok vody. Tok vody působí na částice střížným napětím τ a po překročení kritické hodnoty, která je ovlivněna strukturou pórového materiálu, typem koloidní částice a vlastnostmi kapaliny, se částice uvolní. Zdá se, že pro většinu přírodních systémů je střížné napětí 0,1-1 Pa dostatečné pro mobilizaci částic. Situaci komplikuje velký vliv chemických procesů. Otázkou je, zda může tento mechanismus snižovat propustnost a zda zvýšená propustnost vede ke snížení nebo zvýšení HPV. Podle Wang a Manga (2010) může docházet k mobilizaci částic při $e \sim 10^{-4} \text{ J.m}^{-3}$, což ukazuje na příkladu, kdy po zemětřesení Denali (2002, M 7,9) bylo pozorováno zakalení vody koloidními částicemi ve vzdálenosti 5000 km od epicentra.

b. Mobilizace kapek a bublin

V podzemní vodě mohou být kromě koloidních částic přítomny ještě kapky nemísitelné kapaliny s vodou (ložiska ropy) anebo bubliny nerozpuštěného plynu.

(Manga et al., 2012) shrnuje možný mechanismus mobilizace bublin. Bubliny jsou uvězněné v zúžených místech pórů a pohyb fluid určují kapilární síly. Po průchodu seismických vln mohou být bubliny oscilacemi stěny kapiláry uvolněny. Uvolněnými místy může proudit voda, čímž se zvýší propustnost do té doby, dokud nejsou bubliny znovu uvězněny. Zavádí se amplituda mobilizačního zrychlení stěny kapiláry (rovnice 2),

$$A_{mob} = (\Delta P_{th} - \Delta P) / \rho \quad (2)$$

kde ρ je hustota vody, ΔP_{th} je gradient tlaku potřebný pro uvolnění bubliny a ΔP je aktuální gradient tlaku. Tato prahová amplituda roste se zvyšující se frekvencí seismických vln a množství uvolněných bublin se zvyšuje se snižující se frekvencí a zvyšující se amplitudou seismických vln. Hodnoty zrychlení v přírodních hydrologických systémech, která reagují na zemětřesení, začínají na 10^{-4} m.s^{-2} .

Wang a Manga (2015) vysvětlují změnu HPV při zemětřesení Napa zvýšením vertikální propustnosti a uvolnění vody z blízkých hor.

3.4.2 Poroelastické procesy

a. poroelasticita

Napětí v zemské kůře se neustále mění. Na zlomech před porušením se napětí zvyšuje a po překročení Coulombova kritéria pevnosti se napětí uvolní. To způsobí změnu pole napětí v blízké oblasti. Se změnou napětí se mění i pole přetvoření. Horninové prostředí bereme jako izotropní homogenní elastické prostředí. Vztah napětí a přetvoření popisuje rovnice (3), kde σ_{ij} je tenzor napětí, ε_{ij} je tenzor přetvoření,⁵

$$2G\varepsilon_{ij} = \sigma_{ij} - \frac{3\nu}{1+\nu}\sigma\delta_{ij} \quad (3)$$

ν je Poissonovo číslo (materiálová konstanta), G je střižný modul (materiálová konstanta), δ_{ij} je Kronekerovo delta (jednotková matice), σ je průměrné napětí ($\sigma = (\sigma_{ii} + \sigma_{jj} + \sigma_{kk})/3$). Některé seismické vlny vyvolané zemětřesením při průchodu materiálem mění velikost objemu neboli způsobují objemové deformace (pouze stejnojmenné deformace). Je to podélná vlna P a povrchová vlna R (Rayleigova), které mají podélnou polarizaci. V hypocentru se změna napětí a přetvoření skokově mění, v delších vzdálenostech se projevují spíš jejich oscilace (Roeloff, 1996).

Změna objemového přetvoření neboli dilatance (zvětšení objemu, pozitivní) a kontrakce (zmenšení objemu, záporná) způsobuje změnu pórového tlaku p v nasycené části zvodně, podle rovnice (4). B je Skemptonův parametr a ν_u je nedrénovaná Poissonova konstanta (Roeloff, 1996).

$$p = -\frac{2GB}{3} * \frac{1+\nu_u}{1-2\nu_u} \varepsilon_{ii} \quad (4)$$

Změnu pórového tlaku v izotropním homogenním elastickém prostředí nevyvolávají střižná napětí a deformace. Pokud je zvodně napjatá, pak je změna pórového tlaku dlouhodobá. U volné zvodně dojde v počátku ke zvýšení pórového tlaku, což se projeví zvýšením HPV. Pórový tlak a tlaková hladina (tlak vyvolaný tíhou sloupce vody) h jsou svázané vztahem (5), kde ρ je hustota vody a g je gravitační zrychlení. Rovnice platí pro nekonečně dlouhou zvodně.

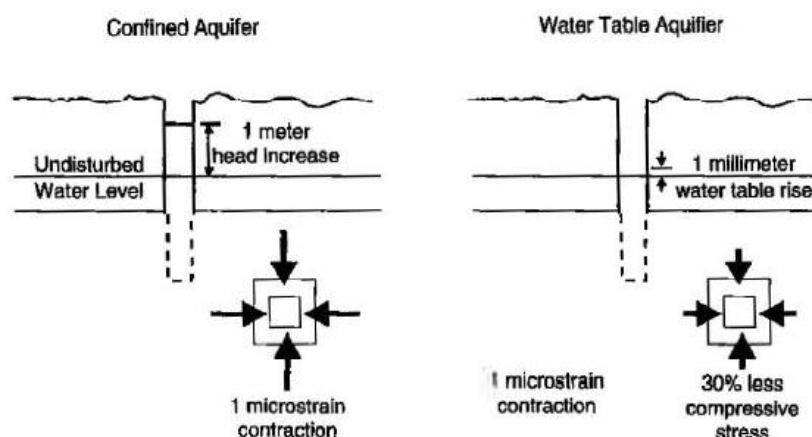
$$h = \frac{p}{\rho * g} \quad (5)$$

Změna HPV by měla teoreticky nabývat stejných amplitud jako je změna přetvoření. K tomu se ve skutečnosti blíží jen velmi propustné zvodně (Roeloff, 1996). Přírodní

⁵ Teorie elasticity je popsána v izotropním homogenním prostředí dvěma elastickými konstantami. Může to být i Yongův modul E , Lamelovy konstanty a další.

hydrogeologické systémy reagují na amplitudy přetvoření už 10^{-6} (Manga et al., 2012). Z rovnice (2) vyplývá, že pokud je $G=10$ GPa a $\varepsilon^+=10^{-6}$, pak je $p=0,01$ MPa, což odpovídá 1 m vody (Roeloff, 1996).

O něco složitější situace nastává při pozorování HPV ve vrtu. Ta je otevřená atmosféře a její hladina má nulový tlak. Navíc piezometrická hladina málokdy odráží skutečnou hladinu zvodně. Citlivost měření hladiny ve vrtu na změny HPV zvodně je ovlivněna pórovitostí a elastickými vlastnostmi horniny (Rojstaczer, 1988). Hornina s vysokou pórovitostí a kompresibilitou (stlačením) má malou citlivost na změnu přetvoření. Změna HPV ve vrtu se navíc zpožďuje tím, že voda musí přitéct anebo odtéct z vrtu. Pokud je propustnost malá, pak měřená hladina ve studni zaostává za HPV zvodně (Roeloff, 1996). Roeloff, (1996) uvádí, že každá zvodně se chová jako napjatá při deformacích s krátkou periodou, ale jako volná zvodně při dlouhých periodách deformací, což znázorňuje Obr. 7.



Obr. 7: Změna hladiny ve vrtu při krátkých a dlouhých časových intervalech (Roeloff, 1996).

Zvodeň se v krátkém časovém úseku chová (Short Periods) jako napjatá (Confined Aquifer) a změna HPV je mnohem vyšší (zvedá se jen piezometrická hladina). Zvodeň se chová jako volná (Water Table Aquifer) v delším časovém úseku (Long Periods) a výsledná hladina je nižší jak u napjatého chování (voda odtéká).

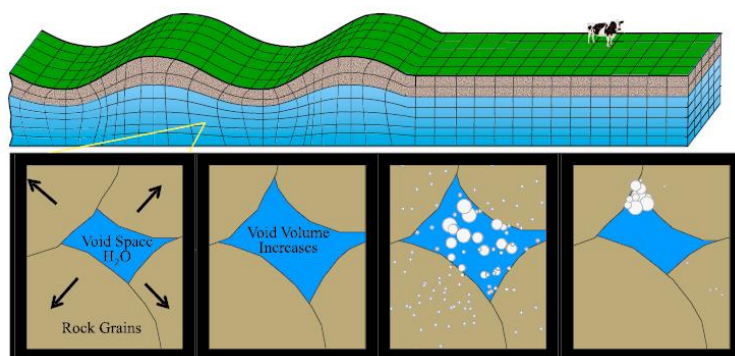
Podle teorie by HPV měla klesnout v oblasti dilatance a stoupnout v oblasti komprese (Roeloff, 1996). To ale nemusí vždy platit, například roku 1999 po M 7,5 zemětřesení Chi-Chi došlo k přesně opačnému jevu. Muselo tedy jednat o jiný mechanismus (Manga et al., 2012). Poroelasticitou se pokoušeli Wang a Manga (2015) vysvětlit zvýšený průtok pramenů po zemětřesení Napa, ale i prameny v oblasti dilatance zvýšily svůj průtok.

Roeloffs a Quilty (1997) vysvětlují změnu HPV před zemětřesením Kettleman Hills (1985, M 6.1) jako změnu pole přetvoření aseismickým (nevyvolalo zemětřesené) posunem na blízkém zlomu. Podle (Roeloffs, 1996) mají změny přetvoření za následek i anomálie hladin dny až měsíce před samotným zemětřesením.

b. Nukleace bublin

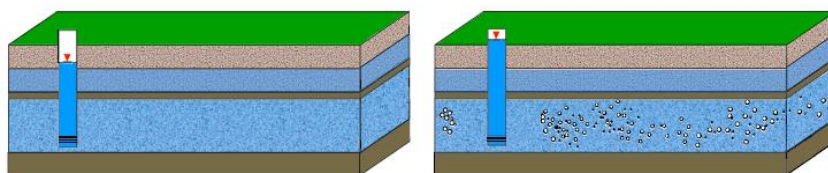
Poroelastické procesy ovlivňují také plyny v podzemní vodě. Ve velmi proplyněné zemské kůře mohou mít velký vliv na HPV. CO_2 uvolňované z kůry země se částečně rozpouští v podzemní vodě jako H_2CO_3 (roztok je hustší než čistá voda). Množství rozpuštěného CO_2 závisí převážně na tlaku a teplotě. Při průchodu kůrou se tlakové a teplotní podmínky snižují, což způsobuje snížení parciálního tlaku plynu⁶ a uvolňování plynu z vody (nukleace).

V napjaté zvodni při průchodu seismických vln (P, R) se změní objemové přetvoření. Při dilatanci se snižuje pórový tlak i parciální tlak plynu a plyn se vysráží (pokud je pórový tlak rovný anebo nižší než parciální tlak plynu, pak se plyn může uvolňovat). Poté, co vlna prošla, nové bubliny stlačí a vytěsní pórovou vodu (Obr. 8), což zvýší pórový tlak a může způsobit zvýšenou hladinu ve vrtu (Obr. 9). Bubliny se mohou i po průchodu vlny rozpouštět, pokud dojde ke kompresi a pórový tlak je vyšší jak parciální tlak plynu. To může mít za následek snížení HPV (Crews a Cooper, 2014). Crews a Cooper (2014) uvádí příklad, kdy vrtý začaly produkovat CO_2 tři týdny po 1992 zemětřesení Landers, HPV stoupla okamžitě o 0,3 cm.



Obr. 8: Model průchodu R-vlny zvodní s vysokým obsahem plynu (Crews a Cooper, 2014).

Vlna zvětší pórový prostor, sníží se pórový tlak a vysráží se bubliny. Po průchodu vlny se prostor vrátí do původní polohy, ale bubliny zůstanou a vytlačí vodu.



Obr. 9: Řez napjatou zvodní s piezometrem (Crews a Cooper, 2014).

Ukazuje zvýšení piezometrické hladiny kvůli vysrážení bublin. Bubliny mají za následek zvýšení hladiny ve vrtu.

⁶ Parciální tlak je dílčí tlak vyvolaný jednou ze složek soustavy podílející se na tlaku celkovém, tlak složky směsi plynů a par (Velký lékařský slovník, 1998-2018).

3.4.3 Dosavadní pozorování v západních Čechách/Vogtland

Vlivy lokálního zemětřesení na podzemní vodu v západních Čechách/Vogtland jsou pozorovány různými způsoby. Parametry minerálních pramenů se změnily po zemětřesení s $M_L=4,6$, roku 1985/1986 ve Františkových Lázních a Bad Elster, ve vzdálenosti 15-17 km od epicentra. V začáteční fázi se zvýšil odtok (vydatnost) celé oblasti o 30 %. Měsíce před zemětřesením se zvýšily teploty vod o 3 °C (Kämpf et al., 1989; Stejskal et al., 2008 citování Fisherem et al., 2014).

Roku 2000 se ve vrtu v Bad Brambach (10 km od epicentra) začala zvyšovat HPV měsíc před zemětřesným rojem, v průběhu roje se HPV snížila. Tuto změnu vysvětluje Koch et al. (2003) zvýšeným pórovým tlakem před zemětřesením. Dále Koch a Heinicke (2011) na stejném místě pozorovali anomální snížení HPV 12 dní před malým rojem a 25 dní před hlavním rojem roku 2008.

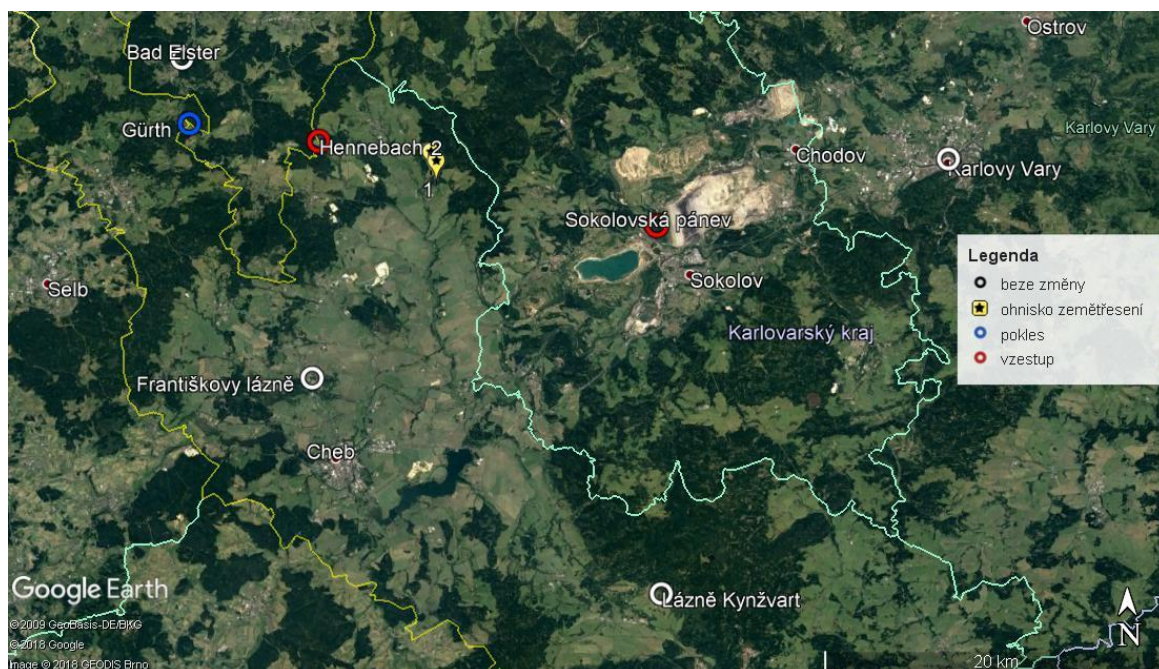
Gadžová et al. (2011) analyzovala HPV ve 4 vrtech pro rok 2005-2010. Dva vrty jsou v Novém Kostele (blízko epicentra), další v Krásnu a Lázních Kynžvart (30 km od epicentra). Při roji 2008 došlo ve všech vrtech k poklesu HPV, vzdálenější vrty měli větší změny HPV než bližší. Také poukazuje na to, že před rojem došlo k malému zvýšení HPV, což interpretuje jako pre-seismický jev.

Fischer et al. (2017) pozoroval na mofetě Bublák (9 km od epicentra) zvýšený průtok a zvýšenou koncentraci bublin CO_2 4 dny po zemětřesení 2014 ($M_L=3,5$). Lineárně se zvyšující průtok trval dva měsíce a pak se snižoval.

Zvýšený průtok CO_2 pozoroval (Koch et al., 2003) na vysoce proplyněném pramenu v Bad Brambach (10 km od epicentra) měsíc před zemětřesným rojem 2000. Uvádí ještě zvýšený průtok CO_2 10 h po zemětřesení 2001 ($M_L=1,8$) pramene v Soos a Bublák (8 km od epicentra).

4 POUŽITÁ DATA A METODY

Pro analýzu byla použita data hladin a průtoků z celkem 28 vrtů, a to z Německa, Františkových Lázní, sokolovské pánve, Karlových Varů a Lázní Kynžvart pro celý rok 2014 (Obr. 10). Vrtý jsou rozděleny do dvou částí, neproplyněné CO₂ (Tab. 2) a proplyněné CO₂ (Tab. 3). Dále byla použita data atmosférického tlaku a denních srážek na stanici Bad Brambach. Data byla upravena v softwaru Microsoft Excel a vykreslena v Golden Software Grapheru společně s časy třech zemětřesení. Některá byla porovnána s atmosférickým tlakem a atmosférickými srážkami, aby se rozlišily změny hladiny neseismického a seismického původu. V grafech byly hledány anomálie hladiny kolem tří zemětřesení 24. 5., 31. 5. a 3. 8. roku 2014.



Obr. 10: Mapa vrtů a ohnisek dvou zemětřesení. Bílá v mapě je černá v legendě.

Dále byla použita data ze dvou zemětřesení (pro zemětřesení 3. 8. 2014 nebyla nalezena žádná přesvědčivá anomálie hladiny) z roku 2014 a pomocí programu Coulomb 3.3 v MathWorks Matlabu bylo vykresleno pole přetvoření, které bylo následně porovnáno s Obr. 10 pomocí Google Earth Pro. Pro úpravu některých obrázků byl použit GIMP.

4.1 Neproplyněné vody ve vrtech

Tab. 2: Některé informace k analyzovaným neproplyněným vrtům.

bez – beze změny, H – hladina, P – průtok, otazník u BEVPG141_N je vysvětlen v kap.5. Zdroje ostatních dat jsou uvedeny pod tabulkou.

lokalita	Název	souřadnice	hloubka (m)	vzdálenost od epicentra (km)	data měření	krok měření	změna hladiny
Lázně Kynžvart	S-4 (Nová Marie)	50° 0'27,69"N 12°38'4,44"E	97	~26,5	H	10 min	bez
Karlovy V.	BJ-35	50°13'21,91"N 12°53'1,15"E	55,3	~30,76	H, P	1 den	bez
	BJ-36	50°13'21,60"N 12°53'0,77"E	48,1	~30,76	H, P	1 den	bez
	BJ-37	50°13'20,91"N 12°53'0,05"E	88,6	~30,76	H, P	1 den	bez
	BPJ-67	50°13'22,44"N 12°53'1,07"E	13,8	~30,76	H	1 den	bez
Německo	HEB (Hennebach)	50°14'42,00"N 12°21'21,60"E	88	~7,6	H	15 min	vzestup
	GUE (Gürth)	50°15'18,00"N 12°15'0,00"E	50	~14,9	H	15 min	pokles
	BE_VOR (Bad Elster)	50°17'20,24"N 12°14'38,43"E	101	~16,9	H	15 min	pokles?
sokolovská pánev	-	50° 11' N 12° 40' E	>100	~15,40	H	1 hod	vzestup

Data z Lázní Kynžvart poskytly *Léčebné lázně Kynžvart, Lázeňská 295, 354 91 Lázně Kynžvart*. Hladina je měřena tlakovou sondou a je ~5 m pod terénem (Vylita, ústní sdělení, 2018).

Grafické podklady pozorování hladiny v sokolovské pánvi byly poskytnuty RNDr. Helenou Voborníkovou. Vrt sleduje bazální kolektor a hladiny jsou měřeny záznamníkem s automatickou kompenzací na atmosférický tlak (Voborníková, ústní sdělení, 2017).

Data z Karlových Varů poskytla *Správa přírodních léčivých zdrojů a kolonád, Lázeňská 18/2, 36001 Karlovy Vary*. Hladiny jsou měřeny tlakovou sondou a průtoky indukčními průtokoměry. Všechny vrty jsou přetokové až na BJP-67, neboli sledují napjatou zvodeň (Vylita, ústní sdělení, 2018).

Data hladin a k nim související informace, atmosférického tlaku a srážek z Německa byla získána od *Umweltbüro GmbH Vogtland, 08538 Weischlitz, Germany*. Hladiny jsou měřeny záznamníkem MDS-Dipper-3. Vrty leží v Saxothuringiku v puklinové volné zvodni.

Hennebach a Gürth leží poblíž Bad Brambach a jsou v kontaktu se svory až svorovými fylity, Bad Elster je otevřený fylitům a má obsah $\text{CO}_2 < 1 \text{ g/l}$ (Koch, ústní sdělení, 2018).

4.2 Proplyněné vody ve vrtech

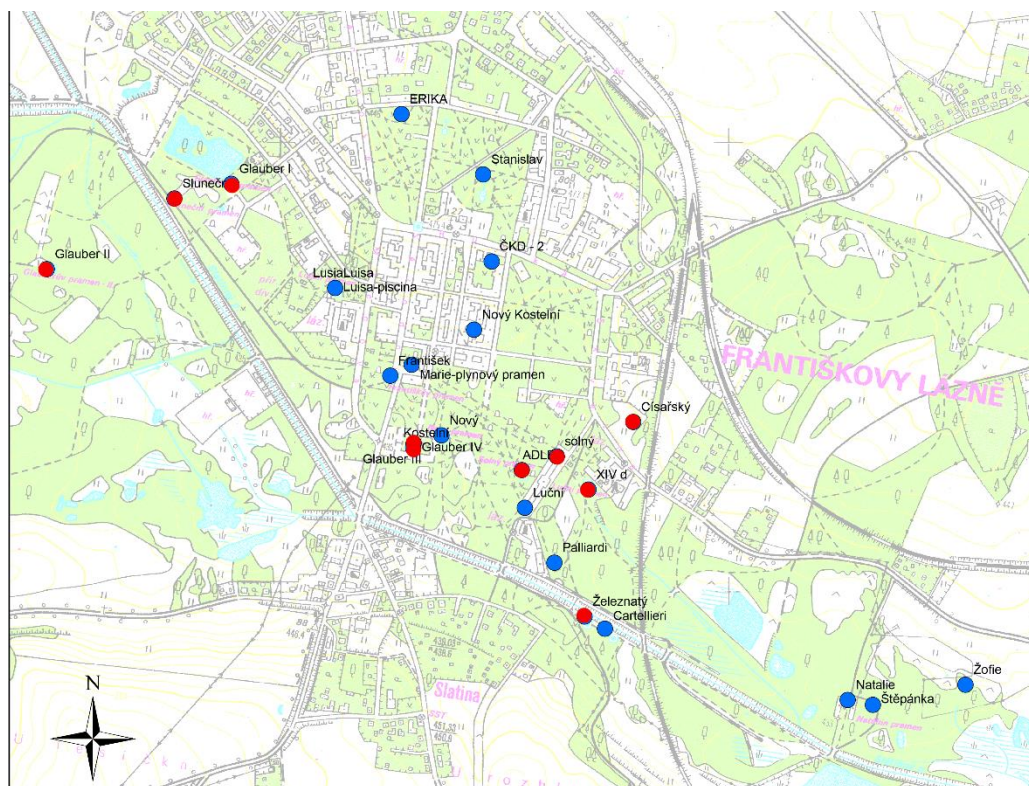
Tab. 3: Některé informace k analyzovaným proplyněným vrtům.

bez – beze tměny, H – hladina, P – průtok. Vzdálenost od epicentra Františkových Lázní je ~12 km, souřadnice jsou $50^\circ 7'16.76''\text{N}$; $12^\circ 21'3.14''\text{E}$. Data hloubek a odběru získána z Mackovič (2014).

lokalita	název	hloubka (m)	data	krok měření	čerpání	přeliv	změna hladiny	graf
Františkovy Lázně	Adler	30,3	P	7 dní	ne	ano	bez	ano
	Cartellieri	5,3	H, P	1 hod	ano	ne	-	ne
	Císařský	60	H, P	1 hod	někdy	ano	bez	ano
	CKD_2	6,2	H, P	7 dní	ne	ne	-	ne
	Erika	-	H, P	1 hod	ne	ne	-	ne
	Glauber I	33,3	P	7 dní	ne	ano	bez	ano
	Glauber II	26,5	P	7 dní	ne	ano	bez	ano
	Glauber III	52,9	P	7 dní	ne	ano	bez	ano
	Glauber IV	92,6	P	7 dní	ne	ano	bez	ano
	Luční	3,6	P	7 dní	ano	ne	-	ne
	Marian XIVd	42,7	P	7 dní	ne	ano	bez	ano
	Natálie	3,3	P		ano	ne	-	ne
	Nový	4	P	7 dní	ano	ano	bez	ne
	Nový Kostelní	60	H, P	1 hod	ano	ne	bez	ne
	Pilliardi	3,4	H, P	1 hod	ano	ne	-	ne
	Sluneční	40	P	7 dní	ne	ano	bez	ano
	Solný	2,8	P	7 dní	ne	ano	bez	ano
	Stanislav	61	H, P	1 hod	ano	ne	-	ne
	Železnatý	3,6	P	7 dní	ne	ano	bez	ano

V grafech jsou vykresleny hladiny pramenů a vrtů s přelivem, které by neměly být ovlivněny odběrem (čerpání může zkreslit data). U některých ale odběr vody nepřekročuje vydatnost pramenů (prameny jsou přetokové) a proto jsou vykresleny. Tab. 3 ukazuje vrty (prameny), které by neměly být ovlivněny odběrem. Pramen CKD_2 a Luční nebyly vykresleny, protože jejich hladina je po celý rok 2014 konstantní. Čerpadlo v pramenu Císařský se používá jen pro rozběhnutí přelivu po odstavení vrtu, proto je hladina vykreslena. Obr. 11 ukazuje mapu vrtů ve Františkových Lázních.

Prameny vystupují ze spodního zvodnělého komplexu. Většina pramenů je zachycena jímkami, nebo jímacími vrty. Data byla poskytnuta *Českým inspektorátem lázní, Ministerstva zdravotnictví*.



Obr. 11: Mapa osvědčených zdrojů pro chebskou pánev (upraveno z Mackovič, 2014).

Červené body znázorňují prameny vykreslené v grafech, modře osvědčení zdroje výběr pro chebskou pánev.

4.3 Lokace a mechanismy zemětřesení 2014

K zemětřesení došlo 24. 5. 2014 v 14:35:35 UTC ($M_L=3.5$), 31. 5. 2014 v 10:37:21 UTC ($M_L=4.4$) a 3. 8. 2014 v 23:58:40 UTC ($M_L=3.6$) poblíž Nového Kostela. Tab. 4 ukazuje důležité údaje pro tato zemětřesení. Obr. 10 ukazuje místa prvních dvou zemětřesení. Data k zemětřesení byla poskytnuta *Geofyzikálním ústavem AVČR* (Institute of Geophysics, 2015).

Tab. 4: Údaje pro zemětřesení 2014 (Institute of Geophysics, 2015; Jakoubková, 2017)

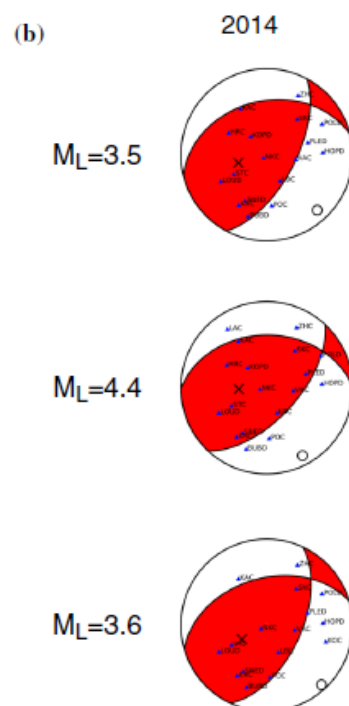
První hodnota u strike, dip a slip značí zlomovou plochu a druhá pomocnou plochu.

M_L	souřadnice	hloubka (km)	strike (°)	dip (°)	rake (°)	M_0 ($N*m*10^{-14}$)
3,5	50°13'23.52"N 12°27'9.72"E	8,9	41,5; 251,8	60,2; 33,5	73,8; 115,9	0,8
4,4	50°13'40.39"N 12°26'53.93"E	7,9	26,9; 241,1	61,8; 32,9	72,3; 119,6	6,6
3,6	50°12'0.20"N 12°29'8.46"E	8,9	26,5; 255,6	65,9; 34,4	64,7; 133,6	1,1

Tato seismická aktivita byla výjimečná tím, že nedošlo k typickému roji, ale k sérii typu hlavní otřesdotřesy. Všechny hlavní otřesy měli mechanismus přesmyku (Obr. 12). Navíc zemětřesení $M_L = 4,4$ bylo nejsilnější od $M_L = 4,6$ roku 1985/86. Den před $M_L = 3,5$ došlo k $M_L = 1,8$ zemětřesení a po něm následovalo 177 otřesů do $M_L = 2,5$. Týden před $M_L = 4,4$ nedošlo k žádné aktivitě, ale poté následovalo $M_L = 3,0$ zemětřesení a 2205 otřesů do $M_L = 2,9$. Po $M_L = 3,6$ zemětřesení došlo k 250 otřesům do $M_L = 2$ (Jakoubková, 2017).

Obr. 12: Mechanismy zemětřesení 2014 (Jakoubková, 2017).

Červená značí kompresi a bílá dilatanci, modré body jsou seismické stanice.



4.4 Změna napětí v důsledku zemětřesení

Změna HPV po zemětřesení může být způsobena různými mechanismy (viz kapitola 3.4), jak změnou propustnosti, tak i poroelastickými procesy. V této práci se zabývám změnou HPV v důsledku změny pole statického napětí, tento výpočet umožňuje provést program Coulomb 3.3. Program umožňuje výpočet a vizualizaci posunu, pole napětí a přetvoření způsobené pohybem na zlomu, magmatickou intruzí nebo horninových žil. Veličiny, které se dají vypočítat jsou například změna normálového, střížného a Coulombova napětí, přetvoření ve směru os x , y a z a objemového přetvoření $\epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz}$. Výpočty probíhají v homogenním elastickém poloprostoru podle Okada (1992), zdrojem je obdélníkový konečný zlom (Toda et al, 2011). Z rešerše literatury v úvodní části práce vyplývá, že změna napětí způsobuje změnu přetvoření a na HPV má vliv objemové přetvoření, proto bylo vypočítáno pole objemového přetvoření u povrchu (hloubka 0).

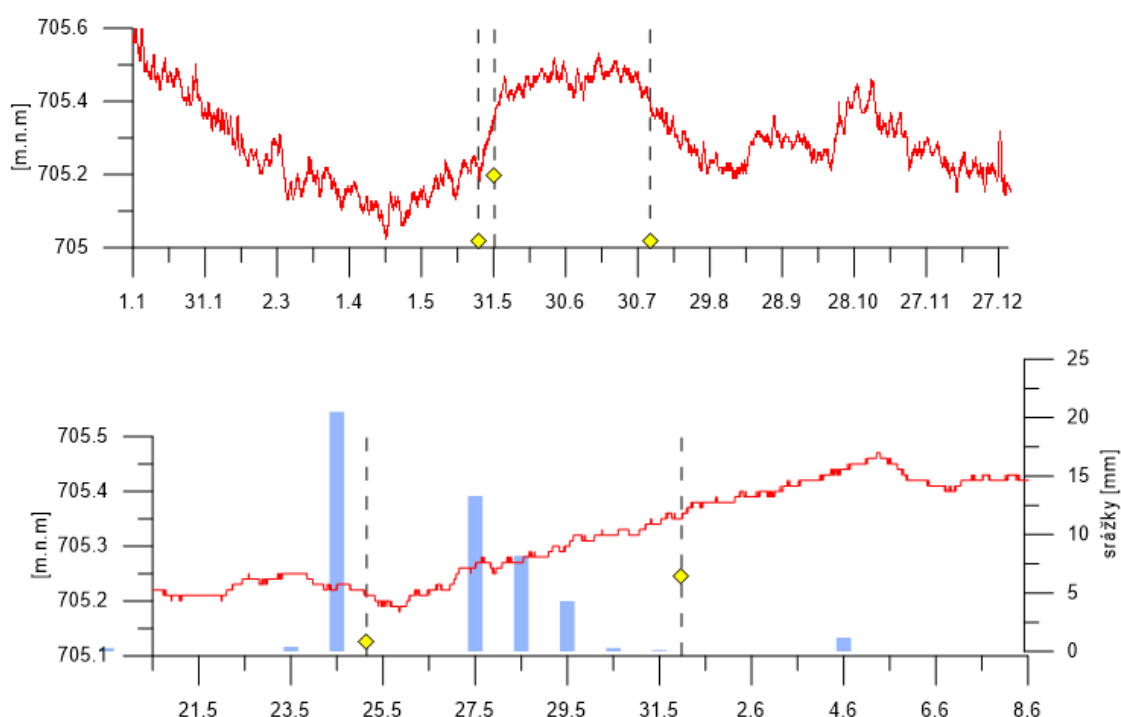
Vstupním parametrem pro výpočet je velikost zlomové plochy (délka, šířka), její hloubka, strike, dip, rake (viz kapitola 4.3) a velikost skluzu (D , net slip) a koeficient tření (μ). Parametrem poloprostoru je Poissonova konstanta (ν) a Youngův modul (E). Dále se zadává velikost a krok výpočetní sítě a geografické souřadnice. Pro výpočet v této práci byly použity následující hodnoty, $D = 0,3$ m, délka a šířka zlomu $0,4$ km, $\nu = 0,25$, $E = 8 \cdot 10^5$ barů (80 GPa) a $\mu = 0,4$. Velikost skluzu a velikost zlomu byly vypočítány ze seismického momentu

(viz kapitola 3.1), μ , ν a E jsou uvedeny v Toda et al, (2011) jako často používané hodnoty pro výpočet.

5 ANALÝZA A VÝSLEDKY

5.1 Hladiny a průtoky

V záznamu HPV vrtu Nová Marie v Lázních Kynžvart (Obr. 13) je možno rozlišit 12 h periodu. Hladina má klesající trend až na tři výrazné vzestupy. Měsíc před prvním zemětřesením došlo k mírnému vzestupu hladiny a den po něm došlo k prudšímu vzestupu až o 20 cm. Mohlo by se jednat o pre-seismický jev a zpožděnou odezvu na první zemětřesení, ale vzhledem k tomu, že nedošlo k žádné anomálii kolem druhého ani třetího zemětřesení a ve stejný den došlo k silnému dešti je pravděpodobnější zvýšení hladiny v důsledku deště. I další dva menší vzestupy hladiny poblíž 1. 8. a 1. 9. by mohly být způsobeny silným deštěm. Je možné, že vliv druhého zemětřesení je zamaskované vzestupem hladiny.

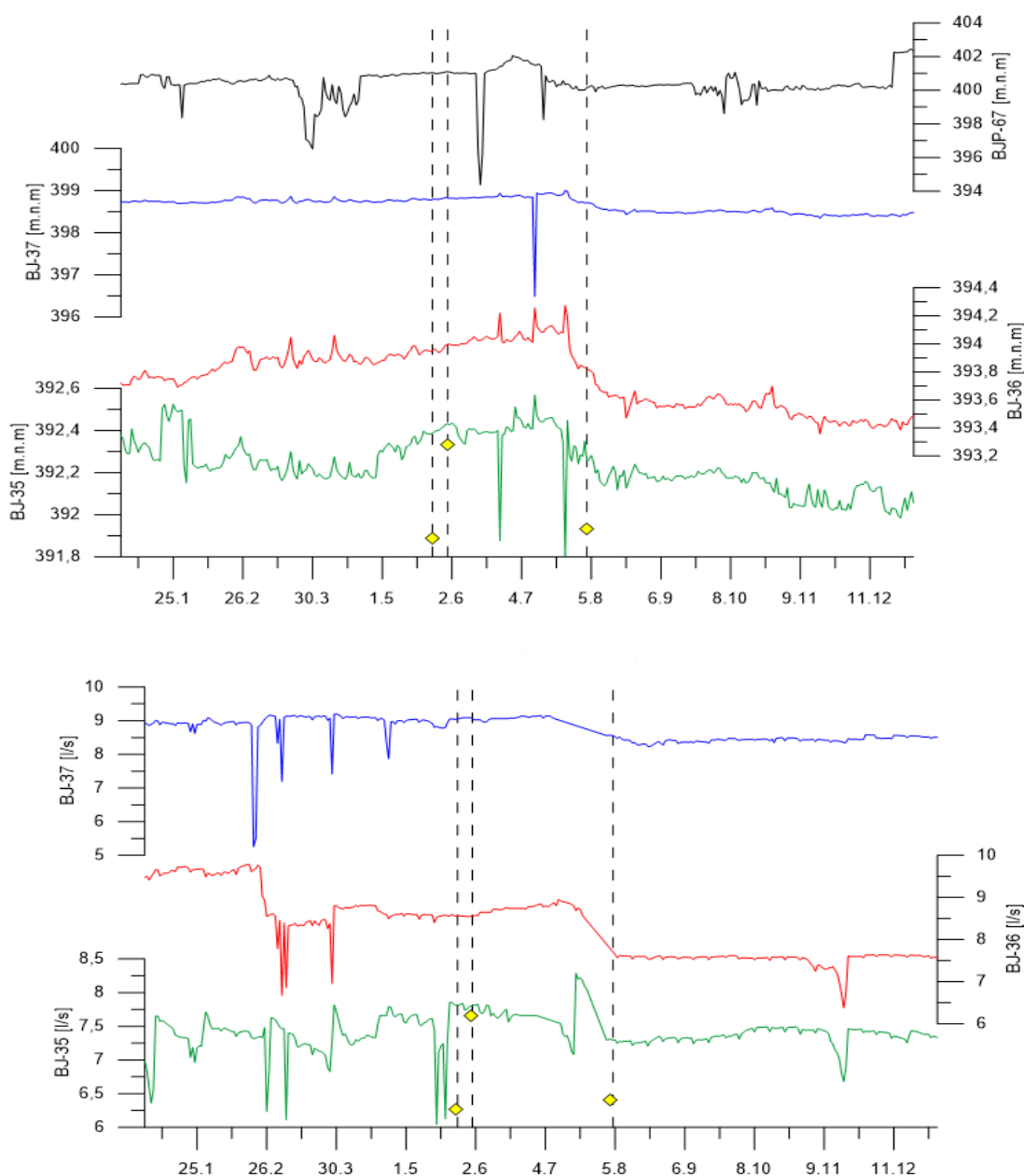


Obr. 13: HPV Nové Marie v Lázních Kynžvart.

První graf je pro celý rok 2014 a druhý graf je pro období 20. 5.- 8. 6. s daty srážek z Bad Brambach. Sloupce znázorňují denní úhrn atmosférických srážek, přerušovaná čára a žluté čtverce znázorňují zemětřesení.

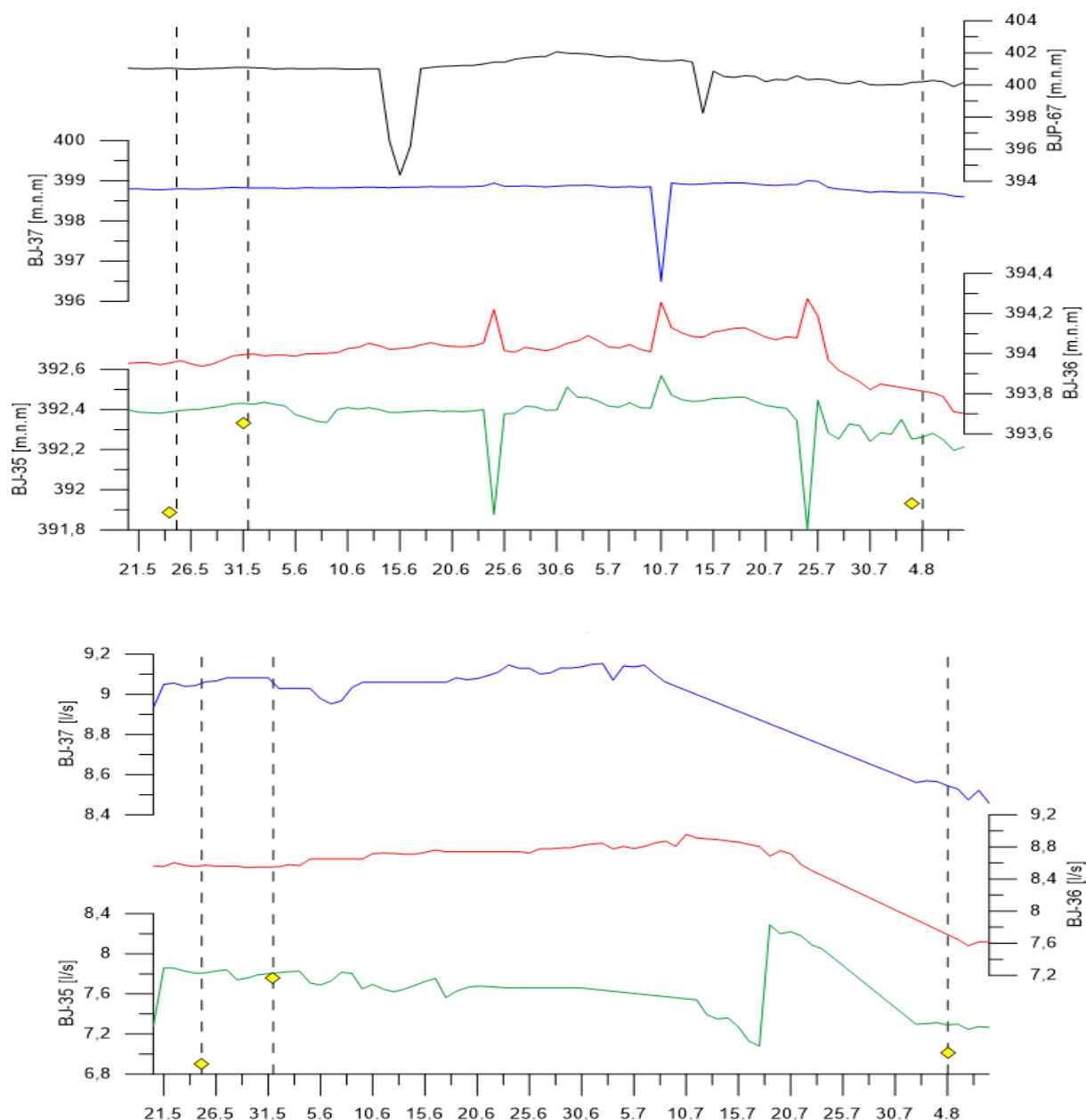
Grafy na Obr. 14-15 ukazují HPV a průtok vrtů Karlových Varů. V záznamu nejsou vidět periodické oscilace, které by mohly být způsobené zemskými slapy (12 h a 24 h periody), protože krok měření je příliš velký (1 hod). V záznamu se objevují krátkodobé poklesy,

může se jednat o chybu měření. Trend všech hladin a průtoků je klesající až na nárůst hladiny od 25. 1. pro BJ-36, BJ-37 a 1. 5. pro BJ-35, pokles hladiny nastal ve všech vrtech současně, a to přibližně od 25. 7. Tento trend hladiny je velmi podobný vrtu Nová Marie. Nárůst hladiny přibližně měsíc před zemětřesením by mohl být pre-seismickým jevem, ale Krásný et. al (2012) uvádí, že kvůli vzdálenému infiltračnímu území může vliv atmosférických srážek zpožděný o několik dní až let. Proto si myslím, že se bude spíše jednat o zpožděnou reakci na tání sněhu v Krušných horách. Kolem zemětřesení se nevyskytují žádné výrazné anomálie hladiny.



Obr. 14: HPA a průtok vrtů v Karlových Varech pro rok 2014.

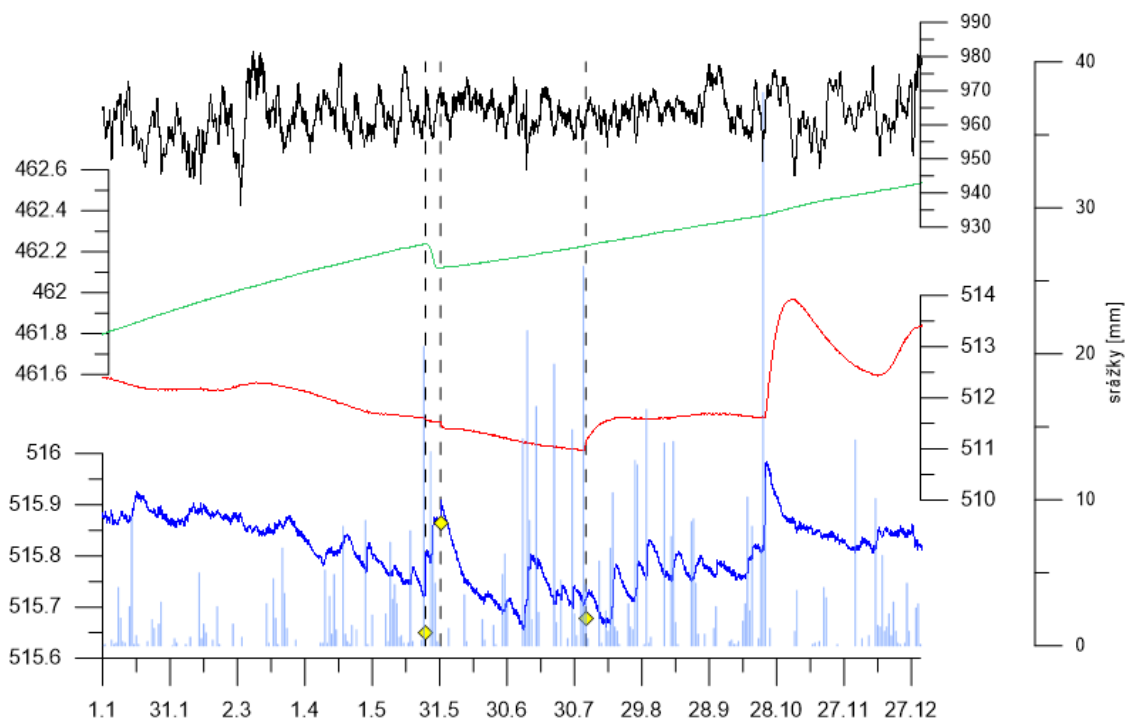
Černá – BJP-67, Modrá – BJ-37, červená – BJ-36, zelená – BJ-35, přerušovaná čára a žluté čtverce znázorňují zemětřesení.



Obr. 15: HPA a Průtok vrtů v Karlových Varech pro období 20. 5.- 8. 8. 2014 (detail Obr.14). Černá – BJP-67, Modrá – BJ-37, červená – BJ-36, zelená – BJ-35, přerušovaná čára a žluté čtverce znázorňují zemětřesení.

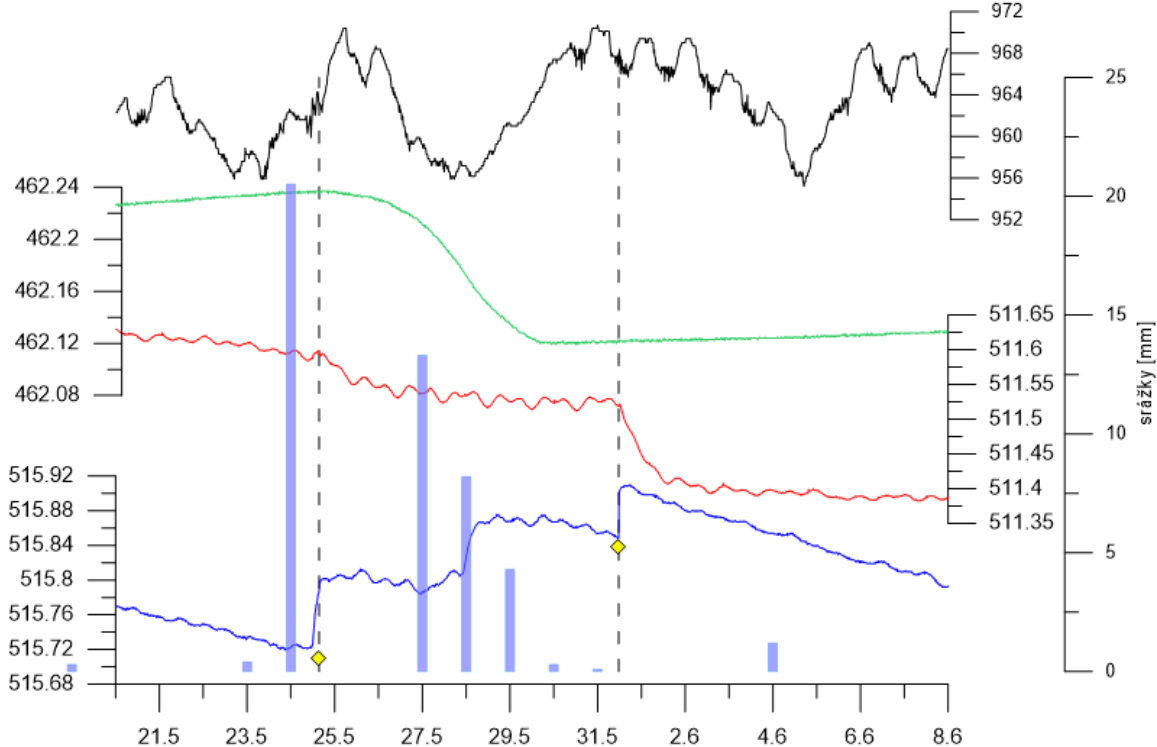
V grafech na Obr. 16-17 jsou vidět HPV na lokalitách v Německu pro různě dlouhé časové období. Hladina vrtu v Bad Elster má stoupající trend a nemá oscilace hladiny, protože byl izolován proti vlivu slapů a srážek (Koch, ústní sdělení, 2017). Jediný pokles hladiny nastal kolem prvních dvou zemětřesení, kdy došlo k poklesu o 12 cm. Tato změna má pravděpodobně jiný než seismický původ, v průběhu zemětřesení byl ve vzdálenosti několika metrů vrtán nový vrt, který mohl způsobit výrazný pokles hladiny (Koch, ústní sdělení, 2017). Naopak hladiny vrtu Gürth a Hennebach mají klesající trend a reagují na slapové jevy, kdy lze rozlišit oscilace s přibližně 12 h periodou ani jeden z nich se ale nezdá

výrazně reagovat na atmosférický tlak. V záznamu atmosférického tlaku můžeme rozlišit oscilace s 24 h periodou.



Obr. 16: Graf HPV, atm. tlak a atm. srážky v Německu pro rok 2014.

Černá – atm. tlak [kPa], zelená – Bad Elster [m.n.m], modrá – Hennebach, červená – Gürkth [m.n.m], sloupce znázorňují denní úhrn atmosférických srážek, přerušovaná čára a žluté čtverce znázorňují zemětřesení.



Obr. 17: Graf HPV, atmosférický tlak a atmosférické srážky v Německu pro období 20.5-8.6.2014.

Černá – atmosférický tlak [kPa], zelená – Bad Elster [m.n.m], modrá – Hennebach, červená – Gürkth [m.n.m], sloupce znázorňují denní úhrn atmosférických srážek, přerušovaná čára a žluté čtverce znázorňují zemětřesení.

Vrt Gürth reaguje jen na velmi silné srážky, naopak vrt Hennebach reaguje téměř na všechny, protože leží 5 m vedle potoka Hennebach.

V záznamu HPV vrtu Gürth (Obr. 17, červená) jsou dva poklesy hladiny, z nichž první následoval okamžitě po zemětřesení 24. 5. Hladina se v průběhu prvního dne snížila o 4 cm a přetrvala až do zemětřesení 31. 5., kdy došlo k dalšímu snížení v průběhu dne o 11 cm. V záznamu HPV vrtu Hennebach (Obr. 17, modrá) jsou tři vzestupy hladiny, prvnímú zemětřesení předcházela prudký nárůst hladiny v důsledku silného deště, vzestup po zemětřesení 24. 2. činil 1 cm. Druhý vzestup byl nejspíš způsobem deštěm, po zemětřesení 31. 5. došlo k okamžitému vzestupu hladiny o 5 cm. Hladina pak další měsíc klesala před příchodem dalšího silného deště. Zemětřesení 3. 8. se ani v jedné hladině neprojevovalo, mohlo být zamaskované velmi silným deštěm.

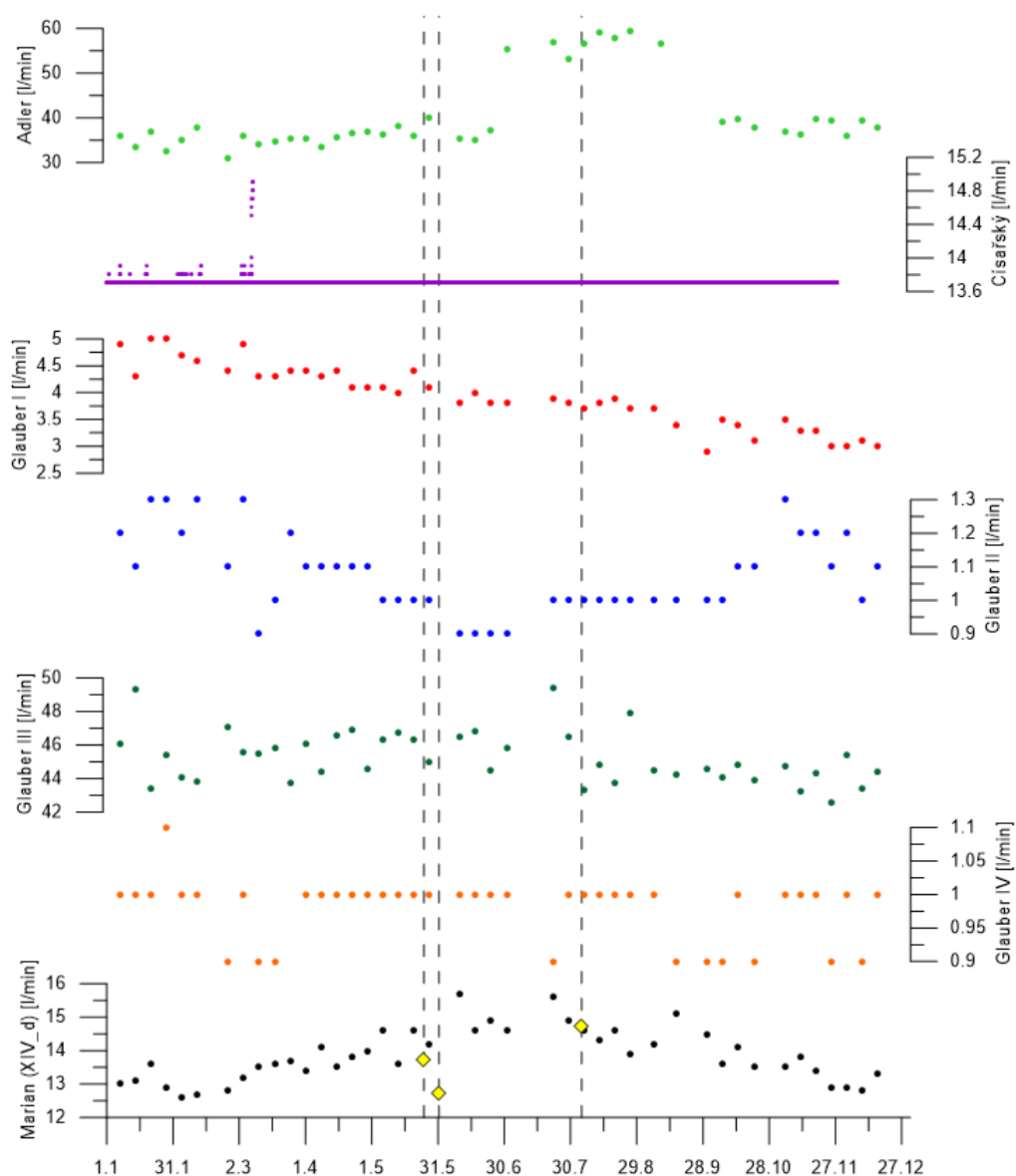
V sokolovské pánvi došlo na několika vrtech k výraznému zvýšení hladiny (Obr. 18) po prvním i druhém zemětřesením o přibližně 1 m, po kterém následoval dlouhodobý pokles. Hladina se ani na konci roku 2014 nedostala ke svým původním hodnotám. S ohledem na vzorkovací krok (1 h) a časy zemětřesení v 35 a 37 minutě byl nárůst pozorován v čase kratším než 30 minut po zemětřesení.



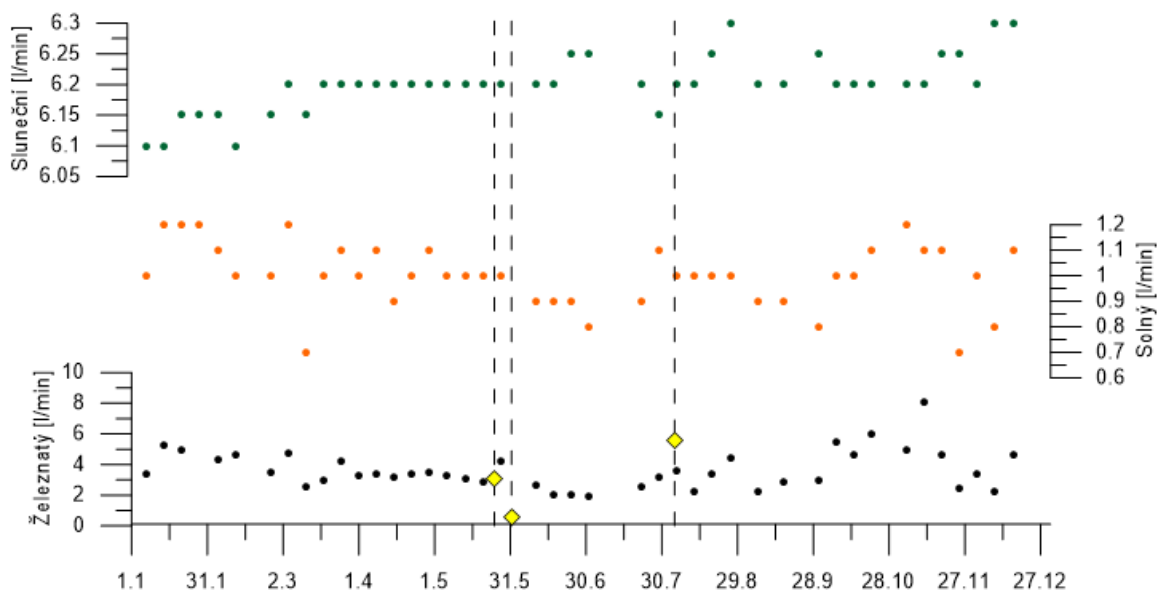
Obr. 18: Graf hladiny ve vrtu v sokolovské pánvi pro období 1.3-31.6.2014.

Na průtocích pramenů z Františkových Lázní na Obr. 19-20 nejsou viditelné výrazné změny průtoku v souvislosti se zemětřesením. Po prvním zemětřesení nejspíš došlo ke zvýšení průtoku na vrtu Adler a Železnatý a ke snížení u vrtu Glauber I, Glauber III a Marian.

Po druhém zemětřesení se zvýšil průtok na vrtu Marian a Glauber III a k poklesu došlo na vrtu Adler, Glauber I, Glauber II a Železnatý. Po třetím zemětřesení se nijak výrazně průtok nezměnil. Krok měření je příliš velký na to, aby se spolehlivě dalo určit, zda je změna průtoku seismického původu. Na jiných lokalitách, kde byla frekvence měření vyšší (sokolovská pánev – 1 h, Hennebach –15 min., Gürth –15 min.) samotná změna hladiny trvala v rámci hodin a změna hladiny dlouhodobě přetrvala jen v sokolovské pánvi.



Obr. 19: Graf Průtoku 8 pramenů Františkových Lázní pro rok 2014.
 Přerušovaná čára a žluté čtverce znázorňují zemětřesení.

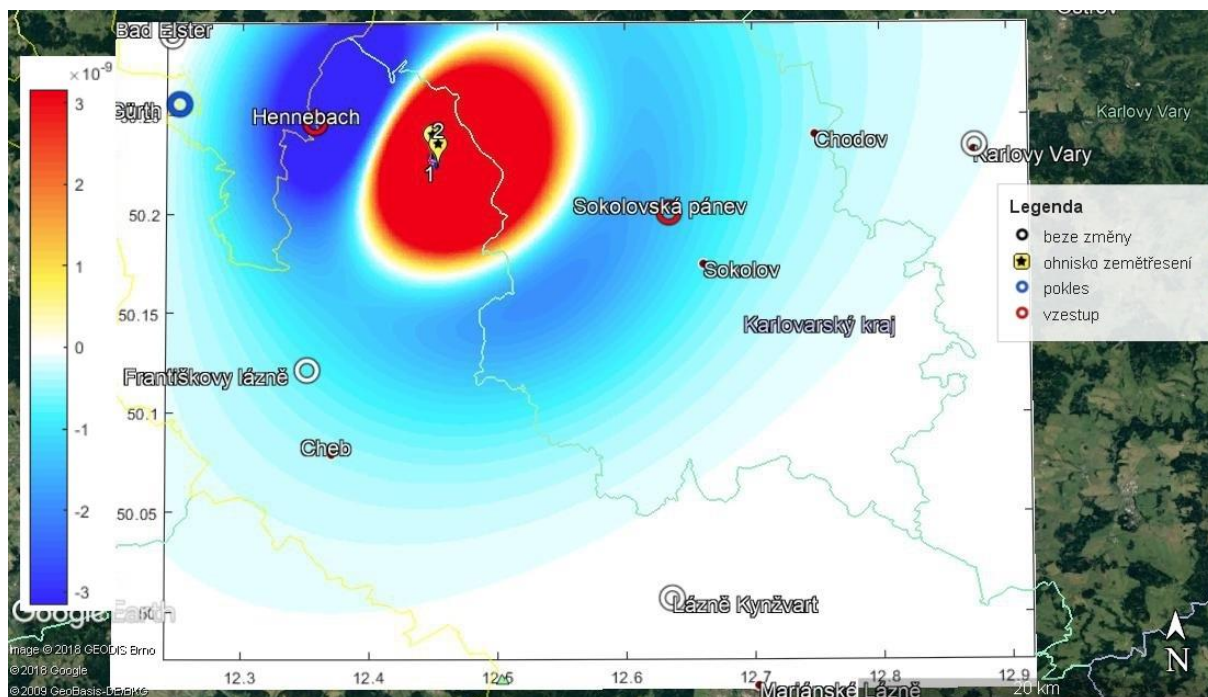


Obr. 20: Graf průtoku 3 pramenů Františkových Lázní pro rok 2014.
 Přerušovaná čára a žluté čtverce znázorňují zemětřesení.

5.2 Pole přetvoření

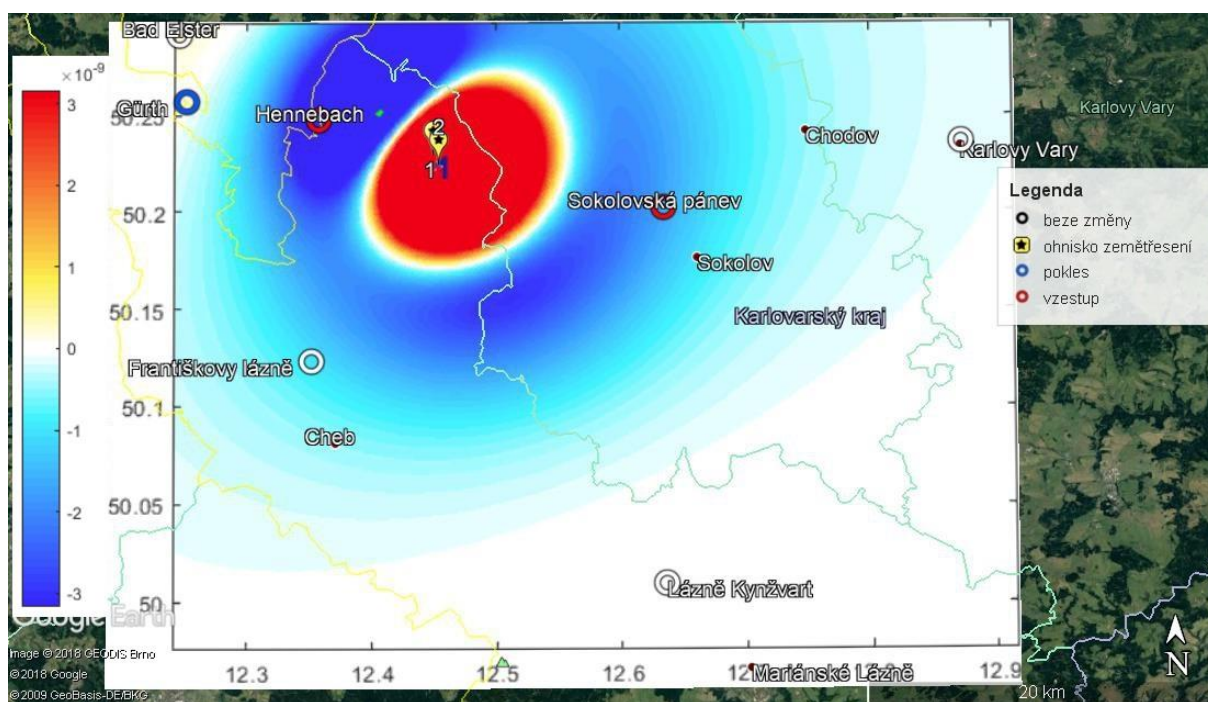
Na mapách na Obr. 21-22 můžeme vidět, že obě zemětřesení (24. 5. a 31. 5.) měla podobné projevy v deformaci zemského povrchu. První zemětřesení vyvolalo o něco slabší pole přetvoření ($M_L=3,5$) než druhé ($M_L=4,4$). Pole přetvoření u povrchu má v blízkosti epicentra oválné maximum dilatance (červená) a v jeho okolí komprese. Komprese se projevuje dvěma lokálními minimy (modrá), výraznější leží na severozápadě a menší minimum je na jihovýchodě od oválu dilatance.

V mapách na Obr. 21-22 je kromě pole přetvoření ještě zobrazena pozice a polarita změny HPV na lokalitách. Z map vyplývá, že očekávanou reakcí HPV pro obě zemětřesení je její vzestup na lokalitě Hennebach a sokolovská pánev (oblast komprese), což se shoduje s pozorováním HPV na těchto lokalitách. Dále je v oblasti komprese vrt Gürth, kde ale došlo k poklesu hladiny a lokalita Františkovy Lázně, kde se zemětřesení neprojevilo. K malému vzestupu hladiny mělo teoreticky dojít v Karlových Varech a v Lázních Kynžvart, kde se ani jedno zemětřesení neprojevilo. Neshody s teorií mohou být způsobeny malou velikostí přetvoření v místě vrtů anebo nepřesnostmi v modelu, který byl použit k výpočtu.



Obr. 21: Pole přetvoření po zemětřesení 24.5.2014.

Porovnání se změnou hladiny ve vrtech. Dilatance je kladná (červená), komprese je záporná (modrá). Bílá v mapě je černá v legendě.



Obr. 22: Pole přetvoření po zemětřesení 31.5.2014.

Porovnání se změnou hladiny ve vrtech. Dilatance je kladná (červená), komprese záporná (modrá). Bílá v mapě je černá v legendě.

6 DISKUZE

Modelována byla statická změna napětí, která se nejvíc projevuje v blízké zóně a způsobuje objemové přetvoření. V této zóně se projevují změny hladiny v důsledku poroelastických procesů, které by mohly být významně ovlivněny přítomností CO₂ v oblasti (nukleace bublin). Při porovnání změny hladiny na lokalitách s modelem nedošlo ve všech případech ke shodě (vrt Gürth). Shoda pozorování s modelem však neznamena, že model je správný. Model platí pro velmi idealizované podmínky a neuvažuje různé geologické poměry, které nejsou ani plně známe. Také nejsou dostatečně přesně známe mechanismy zemětřesení.

Zajímavý je i vliv napětí zvodně. V napjaté zvodni by při změně přetvoření (poroelasticita) mělo dojít k intenzivnější změně hladiny než ve zvodni volné. V napjaté zvodni v Karlových Varech nedošlo k žádné změně hladiny a v sokolovské pánvi došlo ke změně o 1 m. Ve volné zvodni na vrtu Hennebach došlo ke změně o 5 cm a na vrtu Gürth ke změně o 11 cm. Podle Tab. 2 by se nemusela změna HPV projevit v Karlových Varech kvůli velké vzdálenosti od epicentra, ale sokolovská pánev a vrt Gürth jsou v přibližně stejné vzdálenosti. Došlo tedy k výraznější změně hladiny na vrtu sledující napjatou zvodně, což je v souladu s teorií poroelasticity.

Z rešeršní části práce vyplývá, že všechny pozorované lokality jsou ve vzdálené zóně zemětřesení, kde se uplatňují dynamická napětí. Ta se projevují mechanismy jako je změna propustnosti v důsledku mobilizace částic nebo bublin. Navíc Manga et al. (2012) uvádí, že přírodní hydrogeologické systémy reagují na amplitudy přetvoření už 10^{-6} , ale všechny lokality mají hodnoty přetvoření mnohem nižší (Obr. 21-22). To by nasvědčovalo tomu, že mechanismem pozorované změny je nějaký druh změny propustnosti. Vzhledem k tomu, že jsme v oblasti silného proplynění CO₂ mohlo by se jednat o mobilizaci bublin i přes to, že vrty s anomálií nejsou proplyněné. Tomuto mechanismu by mohlo nasvědčovat to, že podle Wang a Manga (2010) může docházet k mobilizaci při hustotě seismické energie $e \sim 10^4 \text{ J.m}^{-3}$ a podle Obr. 6 se nacházíme v oblasti s $e \sim 10^3\text{-}10^2 \text{ J.m}^{-3}$. Výsledná změna hladiny bude nejspíš kombinací jednotlivých mechanismů v závislosti na lokálních geologických a hydrogeologických podmínkách.

7 ZÁVĚR

Práce popisuje možné mechanismy změny HPV, které nastávají po zemětřesení. Představena byla změna propustnosti v důsledku mobilizace koloidních částic nebo mobilizace bublin a kapek. Práce se také dotýká poroelastických procesů, které mohou změnit objem pórových prostor, ale i vytvářet nebo rozpouštět CO₂.

Praktická část práce srovnává jeden z těchto mechanismů (poroelasticitu) s daty hladin a průtoků ve vrtech v západních Čechách/Vogtland pro tři neobvyklá zemětřesení roku 2014. K prokazatelné změně HPV došlo pouze na 3 vrtech z celkem 28 vrtů, z nichž analyzováno bylo 19 vrtů. Byl pozorován projev hladiny podzemní vody pro zemětřesení 24. 5. a 31. 5. Zemětřesení 3. 8. se neprojevilo žádnou prokazatelnou anomálií. K vzestupu došlo na vrtu Hennebach a v sokolovské pánvi a k poklesu na vrtu Gürth. Změna ve Františkových Lázních se nemusela projevit kvůli velkému kroku měření (Tab. 3) a v Karlových Varech a Lázních Kynžvart kvůli velké vzdálenosti od epicentra (Tab. 2). Při porovnání s objemovým přetvořením oblasti došlo ke shodě s modelem na vrtu Hennebach a v sokolovské pánvi, které leží v oblasti komprese a k neshodě na vrtu Gürth, který leží v oblasti velmi slabé komprese. Pro lepší analýzu dat by bylo vhodné data hladin opravit na atmosférický tlak, slapové jevy a vykreslit oproti lokálním atmosférickým srážkám. Také by bylo vhodné pro analýzu najít a využít více dat hladin s projevem na zemětřesení.

SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

AKI, K., RICHARDS, P.G.: Quantitative seismology. Vydání 2. Sausalito: University Science Books, 2009. s.700. ISBN 978-1-891389-63-4.

BANKWITZ, P., SCHNEIDER, G., KÄMPF, H., BANKWITZ, E.: Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). *Journal of Geodynamics*. 2003, vol. 35, no. 1-2, s. 5-32. ISSN: 0264-3707

CHÁB, J. et al.: Stručná geologie Českého masivu a jeho karbonského pokryvu. Vydání 1. Praha: Česká geologická služba, 2008. s.284. ISBN: 978-80-7075-703-1

CHLUPÁČ, I., BRZOBOHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z.: Geologická minulost České republiky. Vydání 2. Praha: Academia, 2011. s.440. ISBN: 978-80-200-1961-5

CREWS, J.B., COOPER, C.A.: Experimental evidence for seismically initiated gas bubble nucleation and growth in groundwater as a mechanism for coseismic borehole water level rise and remotely triggered seismicity. *Journal of Geophysical Research*. 2014, vol.119, no.9, s. 7079-7091. ISSN: 2169-9356

ELKHOURY, J.E., BRODSKY, E.E., AGNEW, D.C.: Seismic waves increase permeability. *Nature*. 2006, vol.441, no.29, s.1135-1138. ISSN: 1476-4687

FILECCIA, A.: Correcting water level data for barometric pressure fluctuations. Theoretical approach and a case history for an unconfined karst aquifer (Otavo, Namibia). *Acque sotterranee*. 2011, vol.126, s.23-43. ISSN: 1828-454X

FISCHER, T., HORÁLEK, J., HRUBCOVÁ, P., VAVRYČUK, V., KÄMPF, H.: Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: A review. *Tectonophysics*. 2014, vol.611, s.1-27. ISSN: 0040-1951

FISCHER, T., MATYSKA, C., HEINICKE, J.: Earthquake-enhanced permeability – evidence from carbon dioxide release following M_L3.5 earthquake in West Bohemia. *Earth and Planetary Science Letters*. 2017, vol.460, s.60-67. ISSN: 0012-821X

GAŽDOVÁ, R., NOVOTNÝ, O., MÁLEK, J., VALENTA, J., BROŽ, M., KOLÍNSKÝ, P.: Groundwater level variations in the seismically active region of western bohemia in the years 2005-2010. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. 2011, Vol.8 no.1, s.17-27. ISSN: 1214-9705

Institute of Geophysics, Academy of Sciences of the Czech Republic (1991): West Bohemia Local Seismic Network. International Federation of Digital Seismograph Networks. Other/Seismic Network. 10.7914/SN/WB.

JAKOUBKOVÁ, H., HORÁLEK, J., FISCHER, T.: 2014 Mainshock-Aftershock Activity Versus Earthquake Swarms in West Bohemia, Czech Republic. *Pure and Applied Geophysics*. 2017, vol.175, no.1, s.109-131. ISSN: 0033-4553

JANOŠKA, M.: Minerální prameny v Čechách, na Moravě a ve Slezsku. Vydání 1. Praha: Academia, 2011. s.496. ISBN: 978-80-200-1841-0

KÄMPF H., BRÄUER, K., SCHUMANN, J., HAHNE, K., STRAUCH, G.: CO₂ discharge in an active, non-volcanic continental rift area (Czech Republic): Characterization ($\delta^{13}\text{C}$, 3He/4He) and quantification of diffuse and vent CO₂ emissions. *Chemical Geology*, 2013, vol. 339, s 71-83. ISSN: 0009-2541

KEMEL, M.: Klimatologie, meteorologie, hydrologie. Vydání 1. Praha: Vydavatelství ČVUT, 1996. s.289. ISBN 80-01-01456-8.

KOCH, U., HEINICKE, J.: Seismohydrological effects related to the NW Bohemia earthquake swarms of 2000 and 2008: Similarities and distinctions. *Journal of Geodynamics*. 2011, vol.51, no.1, s.44-52. ISSN: 0264-3707

KOCH, U., HEINICKE, J., VOßBERG, M.: Hydrogeological effects of the latest Vogtland-NW Bohemian swarmquake period (August to December 2000). *Journal of Geodynamics*. 2003, vol.35, no.1-2 s.107-123. ISSN: 0264-3707

KOLÁŘOVÁ, M.: Hydrogeologie Chebské pánve. *Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. Inž. Geol.* 3, Ústřední Ústav Geologický, Praha. 1965, str. 7-101.

KRÁSNÝ, J. et al.: Podzemní vody České Republiky. Regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. Vydání 1. Praha: Česká geologická služba, 2012. s.1144. ISBN: 978-80-7075-797-0

MACKOVIČ, M.: Výroční zpráva o stavu zdrojů minerálních vod za rok 2014. Lázně Františkovy Lázně a.s., Jiráskova 3/23, 351 01 Františkovy Lázně, únor 2015.

MANGA, M. et. al.: Changes in permeability caused by transient stresses: field observations, experiments, and mechanisms. *Reviews of Geophysics*. 2012, vol.50, s.1-24. ISSN: 1944-9208

MIKULČÁK, J. et al.: Matematické, fyzikální a chemické tabulky a vzorce pro střední školy. Dotisk vydání 1. Praha: nakladatelství Prometheus, 2014. s.278. ISBN:978-80-7196-264-9

ROELOFFS, E.: Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrologic phenomena. *Advances in Geophysics*. 1996, vol.37, s.135-195. ISBN: 978-0-12-018837-6

ROELOFFS, E., QUILTY, E.: Case 21, Water Level and Strain Changes Preceding and Following the August 4, 1985 Kettleman Hills, California, Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*. 1997, vol.149, no.1, s.21-60. ISSN: 0033-4553

ROJSTACZER, S.: Intermediate period response of water levels in wells to crustal strain: sensitivity and noise level. *Journal of Geophysical Research*. 1988, vol.93, no. B11, s.13 619-13 624. ISSN: 2169-9356

ROJSTACZER, S., RILEY, F.S.: Response of the Water Level in a Well to Earth Tides and Atmospheric Loading Under Unconfined Conditions. *Water Resources Research*. 1990, vol.26, no.8, s.1803-1817. ISSN: 1944-7973

RUKAVIČKOVÁ, L.: Vývoj metodiky hydraulického testování rozpukaného masivu. Liberec, 2006. Autoreferát disertační práce. Technická univerzita v Liberci. Fakulta mechatroniky a mezioborových a inženýrských studií. Vedoucí práce: Doc. RNDr. Tomáš Pačes, DrSc.

STEIN, S., WYSS, M.: An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. Vydání 3. Malden: Blackwell, 2003. s.498. ISBN 0-86542-078-5.

ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., FISCHER, T., STEMBERG, J., NOVÁKOVÁ L., HARTVICH, F.: Active tectonics in the Cheb basin: youngest documented Holocene surface faulting in 1 central Europe. V recenzním řízení.

TODA, S., STEIN, R.S., LIN, J.: Coulomb 3.3 Graphic-Rich Deformation and Stress-Change Software for Earthquake, Tectonic, and Volcano Research and Teaching—User Guide. *U.S. Geological Survey*, 2011, Open-File Report 2011–1060, s.63, [cit. 15.4.2018] Dostupné z: <https://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/>

Velký lékařský slovník [Online databáze]. Maxdorf, © 1998-2008. [cit.5.5.2018]. Dostupné z: <http://lekarske.slovníky.cz/>

WANG, C.-Y., MANGA, M.: Hydrologic response to earthquakes and a general metric. *Geofluids*. 2010, vol.10, s. 206-216. ISSN:1468-8123

WANG, C.-Y., MANGA, M.: Emergent streams and spring after the 2014 M6.0 South Napa earthquake. *Nature Communications*. 2015, vol. 6, s.1-6. ISSN: 2041-1723